
Bound at
A.M.N.H.
1924

BOLLETTINO

DEL

R. COMITATO GEOLOGICO D'ITALIA

1919 — VOLUME XLVII

1919 — Volume XLVII



BOLLETTINO

DEL

R. COMITATO GEOLOGICO

D'ITALIA

VOLUME QUARANTASETTESIMO

(7° della V Serie)

N. 1 a 4



ROMA

TIPOGRAFIA DITTA LUDOVICO CECCHINI

1920

BOLLETTINO DEL R. COMITATO GEOLOGICO

Indice del vol. XLVII (anno 1919)

NOTE ORIGINALI.

ATTI UFFICIALI.

Bollettino del R. Comitato Geologico d'Italia

Serie V, Vol. 47. Anno 1919. Fascicolo 1°-4°

NOTE ORIGINALI

I.

GIOVANNI DI STEFANO

OSSERVAZIONI SUL CRETACEO E SULL'EOCENE
del Deserto Arabico di el-Sibaiya, nella valle del Nilo (*)

(con XI Tavole)

INTRODUZIONE.

Nel 1912 pubblicai nei Rendiconti dell'Accademia dei Lincei una Nota preliminare *Intorno ad alcune faune cretaciche del Deserto Arabico*, fondata sull'esame dei fossili raccolti dall'ing. Emilio Cortese, durante il suo viaggio in Egitto, cioè lungo la traversata da Chena, sul Nilo, a Kosseir, sul Mar Rosso (1). Da quel tempo il Cortese ha ripetuto ed esteso le sue ricerche, rendendosi, nella sua condizione di direttore tecnico della *Società per la coltivazione e l'esportazione dei fosfati egiziani*, grandemente benemerito degli studi geologici e dell'industria dell'Egitto. Devo alla sua affettuosa amicizia e all'aiuto del nostro Mini-

(*) *Nota.* — Il prof. Giovanni Di Stefano aveva preparato per la stampa il presente studio, cui avrebbero dovuto seguirne altri importanti sulla geologia dell'Egitto, quando fu colpito dal morbo fatale, che doveva sì immaturamente condurlo alla tomba il tre gennaio del decorso anno. La revisione delle bozze di quest'ultimo suo lavoro venne gentilmente affidata a me, come suo antico discepolo, dalla Direzione del R. Ufficio Geologico, del che io mi sono inteso molto lusingato.

Roma, giugno 1919. G. CHECCHIA-RISPOLI.

(1) CORTESE E. — *Traversata del Deserto Arabico da Chena a Kosseir.* Boll. d. R. Soc. geogr. ital., 1911, fasc. II.

stero della P. Istruzione l'aver potuto eseguire un viaggio geologico in quelle regioni, toccando prima la Penisola del Sinai al lazzaretto internazionale di Tor e sbarcando poi a Kosseir, sul limite orientale del Deserto Arabico, per eseguire, a dorso di cammello, la traversata del Deserto fino a Kift (valle del Nilo). Potemmo visitare le classiche rovine del tempio di Denderà, a Gena, il gruppo delle Piramidi di Gizeh, il Cairo, il M. Mokattam, e quindi, ritornando indietro, Luxor (Tebe), con gli splendidi tempi di Karnak e le tombe dei Re; i dintorni di el-Sibaiya e quelli di Assuan, comprese le antiche cave di granito roseo e le isole Elefantina e di File, nonchè la grande diga che, sbarrando il Nilo, ha creato il lago artificiale di un milione di metri cubi di acqua.

E' mio dovere di tributare i più vivi ringraziamenti al Ministero della Istruzione Pubblica e all'ing. comm. Cortese, che mi fu esperta guida geologica e compagno impareggiabile e alla sua gentile signora, viaggiatrice tanto intrepida quanto intelligente e solerte nel raccogliere materiale scientifico.

Quel viaggio, compiuto nell'autunno e nei primi mesi dell'inverno del 1912, non mi ha dato soltanto la possibilità di conoscere un paese meraviglioso, ma anche l'agio di riparare alle deficienze di chi, come me, ha di già dovuto scrivere sulla stratigrafia di una lontana regione senza averla prima visitata e di potere anche riunire direttamente una ricca collezione di studio, la quale, insieme con quella già donata dall'ing. Cortese, fa ora parte del materiale scientifico dell'Istituto geologico dell'Università di Palermo.

Il mio amico prof. E. Artini ha voluto gentilmente eseguire (1) l'esame delle sabbie da noi raccolte nel Deserto Arabico, da quello illustre specialista che egli è; il prof. M. Gemmellaro ha compito lo studio degli ittiodontoliti cretacei (2) e iniziato quello dei resti di sauriani contemporanei dei fosfati di el-Sibaiya nella valle del Nilo.

---

(1) Artini E. — *Sulla composizione mineralogica di alcune sabbie del Deserto Arabico.* Atti d. Soc. ital. d. Scienze Natur., LIII, 1914.

(2) Gemmellaro M. — *Ittiodontoliti Maëstrichtiani di Egitto.* Atti d. R. Accademia d. Sc. ecc. di Palermo (vol. XI, 1919). (*N. d. R.*).

In attesa che altri studiosi eseguano l'illustrazione dei coralli dei terreni terziari e delle panchine quaternarie e recenti della regione litorale del Mar Rosso, nonchè l'analisi delle molte rocce del gruppo di scisti cristallini che formano la base delle formazioni sedimentarie, stimo non inutile di ritornare con questa seconda Nota su parte della stratigrafia delle regioni percorse. Le nuove osservazioni sul terreno e i nuovi fossili direttamente raccolti ci permettono di meglio dimostrare, estendere o modificare dove occorre, le conclusioni cronologiche alle quali l'ing. Cortese (1) ed io (2) siamo pervenuti nel 1912.

I piani geologici del Deserto Arabico da noi qui esaminati sono soltanto i seguenti : Santoniano, Campaniano, Maëstrichtiano ; Piano Libico (Eocene inferiore) e Piano di Mokattam superiore (Eocene medio). Non possiamo occuparci in questo scritto delle formazioni mioceniche, plioceniche e quaternarie della parte orientale del Deserto Arabico.

Uniamo a questa Nota alcune nostre fotografie che fanno osservare quale è stato il lavoro di erosione, trasporto ed accumulo delle acque torrenziali sulla fine del Quaternario in quelle regioni prima che si formasse la presente zona desertica. Della geografia fisica del deserto siamo costretti qui a dare un cenno fuggevole (pag. 26-31), mentre sarebbe necessario un lavoro speciale, ricco di illustrazioni.

Nel testo di questa Nota abbiamo inserito alcune tavole fotografiche con le figure di pochi fossili appartenenti a specie già note e cronologicamente probatorie, per far conoscere taluni dei documenti principali su cui ci siamo fondati, senza poter dare la descrizione dei loro caratteri, salvo che in alcuni casi necessari. Le presenti condizioni ci obbligano di rimandare ad altro tempo la pubblicazione di uno studio illustrativo compiuto sui molluschi fossili raccolti. In considerazione dell'importanza dei giacimenti fosfatiferi del Deserto Arabico pubblichiamo qui alcune brevi notizie tecniche su quei fo-

(1) Cortese E. — *Osservazioni geologiche del Deserto Arabico.* Boll. d. Soc. geol. ital., XXXI, 1912.

(2) Di Stefano G. — *Op. cit.*, 1912.

sfati (1) e su qualcuno dei relativi impianti industriali dovuti per conto della *Società per la coltivazione e l'esportazione dei fosfati egiziani*, all'ingegno e all'operosità dell'ing. E. Cortese, che onora in Egitto il nome italiano.

Lo studio da noi eseguito ha permesso di stabilire bene l'età dei ricchi giacimenti fosfatiferi della parte orientale del Deserto Arabico, delle colline a Sud di Kift e dei dintorni di el-Sibaiya, questi ultimi già attribuiti erroneamente al *Nubian Sandstone* nella Carta geologica anglo-egiziana. Siamo così pervenuti a conclusioni cronologiche alquanto più precise di quelle alle quali è giunto il Blanckenhorn benemerito illustratore della geologia egiziana e siriaca, e di rettificare, come si vedrà, talune inesattezze della Carta geologica anglo-egiziana al 1 000 000 (*Geological Map of Egypt–Sheet* III (*Jebel Dunei*) *e Sheet* IV (*Arabian Desert*), per quanto riguarda la parte orientale del Deserto Arabico e i dintorni di el-Sibaiya nella valle del Nilo.

I.

CRETACEO.

SANTONIANO. — L'*Arenaria della Nubia* (*Nubian Sandstone*) giallastra, rossastra, violacea, in vari casi grigia o grigio scuro, per lo più tenera, talvolta tenace, spesso associata con intercalazioni marnose grigie, è stata da me incontrata, sulla via percorsa, lungo l'antica strada carovaniera da Kift a Kosseir per la Mecca, alla base

(1) I fosfati naturali sono in commercio valutati secondo la percentuale del fosfato tricalcico, anzichè del contenuto in anidride fosforica, come naturalmente si fa per i perfosfati e i tetrafosfati. Nell'indicare in questo scritto la percentuale del fosfato tricalcico, della silice e dell'allumina, ci riferiamo naturalmente sempre al contenuto di tutto il banco minerale. I dati che riportiamo in questa Nota ci sono stati gentilmente comunicati dalla Direzione tecnica della Società dei fosfati egiziani, conforme alle analisi chimiche eseguite in Inghilterra (Ogston e Moore o Biley e C.); in Francia (Coignard o Marat e Delattre e C.) e in Italia (Mascazzini e D'Alessandri).

del complesso gruppo del Gebel Nakheil; di quella del Gebel Duwi nell'Uadi Beida; nell'Uadi Abù Zeran e poi, di là dallo spartiacque del Gebel Meetig, lungo i lati dell'Uadi Muek e infine, nella valle del Nilo, sulla sinistra dell'Uadi Matula, sotto il Gebel Gurn e Gebel Agula, nonchè lungo l'Uadi Hagaza, senza intrattenerci qui delle estese masse osservate più tardi tra el-Sibaiya e Assuan.

E' noto oramai che col nome di *Nubian Sandstone* si sono comprése arenarie varicolori appartenenti a piani geologici di serie differenti. Fra tali piani, quelli fino ad ora provati paleontologicamente nell'Egitto Africano e nella Penisola del Sinai (1), sono, secondo gli studi e le osservasioni di Hull, Zittel, O. Fraas, E. Fraas, Schweinfurth, Walter, Schellwien, Rothpletz, Hume, Bullen Newton e Blanckenhorn, il Carbonifero, il Permiano, il Cenomaniano (2) e

(1) L'ing. E. Cortese, visitando nel 1914 il versante occidentale del Sinai, raccolse nella regione Abù Zelima, in un calcare grigio intercalato nella parte superiore del *Nubian Sandstone* vari fossili, che con la consueta amicizia ha voluto comunicarmi. Essi confermano l'esistenza del Paleozoico superiore, già affermata, pel Carbonifero, da Hull (*Mount Seir, Sinai and West. Palestine, 1885*) e. pel Permiano inferiore, dal Rothpletz (*Stratgr. v. d. Sinaihalbinsel.* N. Jahrb. f. Min. ecc., 1893, I, pag. 102).

In quella piccola fauna inviatami si notano dei crinoidi e dei *Productus*, per lo più deformati; qualche esemplare di buona conservazione è riferibile al *P. semireticulatus* Mart. Sebbene questa specie, che passa dal Carbonifero al Permiano inferiore, non sia adatta a fornire indicazioni cronologiche precise, pure accenna a qualcuno dei rapporti invano cercati dal Rothpletz tra la fauna paleozoica del Sinai e quella del giacimento dell'Uadi Arabah, sul lato africano del golfo di Suez, trovata di già dallo Schweinfurth (*Bull. Inst. Egyptien* 1885) e dal Walther (*Ueber eine Kohlenkalk-Fauna a. d. ägypt.-arab. Wüste.* Zeitschr. d. d. geol. Ges., XLII, 1890) e dallo Schellwien riferita al Carbonifero superiore (*Ueber eine angebliche Kohlen-Kalk-Fauna. a. d. ägypt.-arab. Wüste.* Ibid. XLVI, 1894).

(2) L'esistenza del Cenomaniano, già indicata da altri autori in modo vago, è stata stabilita bene dal Rothpletz nel 1893 (*Op. cit.*, pag. 103) sul versante Ovest del Sinai e più tardi confermata dal Fourtau. (*La côte ouest du Sinai.* Bull. Soc. Khédiv. de Geogr., V, 1898. — *Rév. d. échin. foss. de l'Egypte.* Mem. Inst. Égypt, 1889 — Fourtau et Giorgiadés. *La source de Hamman Mussa prés de Tor.* Bull. Inst. Egypt, 4 s., N. 5, 1904). Il Rothpletz riguarda la parte superiore del *Nu-*

il Santoniano. Non abbiamo dati per potere asserire che il Sinemuriano, già indicato da Figari-bey (1) nell'Uadi am-Rockam, presso il convento di S. Antonio, e, in modo meglio determinato, dal prof. B. Greco (2), sia contenuto nell'*Arenaria della Nubia.*

Nel *Nubian Sandstone* della parte orientale del Deserto Arabico non abbiamo finora trovato fossili; però E. Fraas (3) vi raccolse negli strati superiori l'*Ostrea* (*Liostrea*) *Boucheroni* Coq. (= *O. Thevestensis* Coq) associata con l'*Al. Villei* Coq. sp. nell' Uadi Beida, per il che il Blanckenhorn riguardò quel giacimento come appartenente a un livello di passaggio dal Santoniano al sovrapposto Campaniano. Invece mi è riuscito di poter confermare il ritrovamento di quella specie fatto per primo dal Fraas (4) nel tratto del Deserto compreso tra la piccola oasi di Lagheita (el-Gaita, secondo il Blanckenhorn) e il pittoresco Kasr el-Banhat (Castello delle ragazze).

---

bian Sandstone del Sinai, da lui separata nettamente da quella inferiore, paleozoica, come rappresentante del Mesozoico, insieme col calcare marnoso indubbiamente cenomaniano.

L'ing. E. Cortese, visitando nel 1914 gli stessi luoghi per ricerche sui giacimenti di ferro manganesifero, raccolse nel calcare marnoso bianco-giallastro una piccola fauna cenomaniana, che mi ha gentilmente comunicato. Ho potuto determinare: *Hemiaster cubicus* Des., ed un nuovo *Holectypus* (v. Checchia-Rispoli, *Sopra due echinidi del Cenomaniano del Sinai* ecc. in questo Bollettino), *Exogyra flabellata* Gold., *Ex. olisiponensis* Sharpe, *Ex. Africana* Lmk. sp., *Cardium Mermeti* Coq. Egli ha osservato che tale calcare fossilifero sta in concordanza sul gruppo superiore delle *Arenarie della Nubia*, il quale invece poggia in grande discordanza su quelle rosse del gruppo inferiore, anzi è in qualche caso del tutto indipendente da queste e, come esse, giace in trasgressione direttamente sui graniti. Le arenarie del gruppo inferiore sono quelle che contengono i fossili paleozoici.

Per queste ragioni, non a torto il Cortese ritiene che la parte superiore delle *Arenarie della Nubia* faccia parte del Cenomaniano.

(1) Figari-Bey A. *Studi scientifici sull'Egitto* ecc., 1864.

(2) Greco B. — *Il Sinemuriano nel Deserto Arabico settentrionale.* Boll. d. Soc. geol. ital., XXXIV, 1915.

(3) Fraas E. — *Geognostisches Profil vom Nil zum Rothen Meer.* Zeitschr. d. d. geol. Ges., L Bd. 1900, pag. 596.

(4) Fraas E. — *Ibid.*, pag. 579.

sul versante del Nilo. Il Kasr el-Banhat (tav. I, fig. 2) è una rupe alta e stretta di arenaria calcarea, vero bastione isolato, come un *gour* del Sahara, ultimo rimasuglio di un fascio di strati del *Nubian Sandstone* lasciato dall'erosione eolica. Quella rupe ha ricevuto il nome di *Castello delle ragazze* perchè serviva a separare le donne dagli uomini quando le carovane cercavano riposo alla sua ombra.

E. Fraas trovò nelle marne intercalate nelle arenarie della piccola altura detta Um Saharit molti esemplari dell' *O. Boucheroni* Coq. associati con l'*O. Bourguignati* Coq., i quali dimostrano l'esistenza del Santoniano. Noi, durante il viaggio di ritorno da Kosseir, abbiamo raccolto qualche esemplare dell'*O. Boucheroni* nelle marne del *Nubian Sandstone* poco più in giù del Kasr el Banat, tra questo e Lagheita. Gli elementi raccolti, sebbene ristretti, permettono di riferire al Santoniano (Senoniano inferiore) almeno la parte superiore dell'*Arenaria della Nubia* del Deserto da me vista, cioè quella che s'incontra lungo l'antica carovaniera per la Mecca, nella Valle del Nilo, e, sul versante del Mar Rosso, nell'Uadi Abù Zeran, nell'Uadi Beida, e poi sotto il Gebel Duwi e sotto il complesso gruppo del Gebel Nakheil (tav. I, fig. 1 e 2).

Campaniano. — In concordanza sulle *Arenarie della Nubia*, sta, tra il Bir el-Inglish e il pittoresco Varco di Beida, un banco di calcare marnoso bianco-giallastro, inclinato di circa 16° a N. E., che forma alla base del Gebel Duwi come una sporgente terrazza. Tale banco, il cui spessore è di circa 10 m., è gremito di esemplari della *Alectryonia Villei* Coq. sp. (tav. X, fig. 2, 3) che passa per gradi alla *Alectryonia Renoui* Coq. sp., che è però molto più scarsa. Il livello speciale con *Al. Villei* dell'Egitto è stato da E. Fraas e dal Blanckenhorn (1) riferito al Campaniano (Senoniano medio); il prof. Haug, che considera come incerta l'esistenza del Campaniano in Egitto, lo riguarda piuttosto come appartenente al Maëstrichtiano inferiore. In Algeria l'*Al. Villei* e l'*Al. Renoui*, sebbene passino pure nel Maëstrichtiano,

---

(1) Blanckenhorn M. — *Nenesj. Geol. a Pal Agyptens.* Zeitschr. d. d. geol. Ges. LII Bd, 1900.

hanno il loro giacimento principale nel Campaniano. In Egitto questa specie si presenta nell'uno e nell'altro piano, come a el-Sibaiya e al Gebel Duwi. Alla base di questo monte il banco calcareo gremito di esemplari dell'*Al. Villei* è distinto e separato dal Maëstrichtiano fosfatifero da un fascio spesso circa 50 m. di scisti marnosi, scagliosi, grigio oscuri e di marne verdicce, con intercalazioni di arenarie a modelli interni di pelecipodi. Quel banco, che sta in concordanza sul Santoniano, è il giacimento principale dell'*Al. Villei*, e può bene riguardarsi come di età campaniana, tanto più che i cefalopodi indicati dal Blanckenhorn per questo orizzonte nell'Uadi Hammamat e a Safaga (*Heteroceras polyplocum* Roem. *Anisoceras* sp., *Ptychoceras* sp.) accennano, pel modo della loro associazione, a un'età più antica del Maestrichtiano.

Maestrichtiano. — Al Gebel Dunei, chiamato pure Gebel um-Hammad, segue sul Campaniano, in concordanza, il Maestrichtiano.

Questa formazione, complessa e molto potente, spesso molto fossilifera, è ricca di fosfato tricalcico ed assai estesa in Egitto. L'ing. E. Cortese, che per ragioni industriali e scientifiche l'ha studiata minutamente, vi ha di già iniziato e spinto avanti escavazioni molto fruttifere nella parte orientale del Deserto Arabico e presso el-Sibaiya, nella Valle del Nilo. Io posso qui intrattenermi soltanto dei giacimenti che ho visitati e dei quali posseggo fossili, cioè di quelli del Gebel Nakheil e del Gebel Duwi, sul versante del Mar Rosso, e di pochi altri della Valle del Nilo.

Parte orientale del Deserto Arabico. — Il Maestrichtiano del Gebel Duwi e del Gebel Nakheil è costituito, nella parte inferiore, che qui indichiamo in modo sintetico, da un fascio di scisti marnosi, lucenti per mica, spesso grigio-oscuri, e di marne verdicce, sabbiose e tenere, frequentemente venate di bianco dalla così detta *tafla*, che è un materiale ricco di nitrati, associate con arenarie marnose indurite. Questo gruppo di strati ha lo spessore di circa 50 m. Su di esso, in concordanza e stretta connessione litologica, si sovrappone la zona fosfatifera, formata di banchi di arenaria calcarea, fossilifera, di calcari marnosi giallastri o biancastri, talvolta di colore ferrugi-

noso, per lo più silicizzati, alternanti con strati di fosfati tricalcici teneri o induriti. giallastri alla base; grigi alla parte media della formazione e bianchi in prevalenza a quella superiore.

Al Gebel Duwi, nelle intercalazioni marnose della parte inferiore, si raccolgono molti modelli di lamellibranchi non ben determinabili e qualche esemplare di *Alectryonia Villei* Coq. sp., di *Cardita libyca* Zitt. che poi si ritrovano anche più in alto, tra i fosfati, ai quali gruppo scistoso inferiore è intimamente legato.

Sul lato occidentale del monte, tagliato ripidamente per circa 400 m. di altezza dallo spostamento che mise a nudo l'*Arenaria della Nubia* nell'Uadi Abù Zeran e al Bir el-Inglish, nonchè gli scisti cristallini antichi e le diabasi, compaiono sulle marne verdicce dei fosfati gialli poco ricchi e sopra questi i grigi, che presentano un banco dello spessore di m. 1.60.

I banchi fosfatiferi grigi, il cui tenore raggiunge circa il 70 % di fosfato tricalcico, si seguono per ventidue chilometri, cioè per quasi tutta la lunghezza del monte. Si calcola che al Gebel Duwi vi siano quattro milioni di tonnellale di fosfato tricalcico; ma si sono fatte poche escavazioni, perchè quel giacimento non è per ora concesso alla Società egiziana dei fosfati.

Quei fosfati si associano alla parte superiore con banchi di calcari marnosi giallastri, talvolta biancastri o giallastro-rossastri, silicizzati o semisilicizzati, e con arenarie calcaree giallastre. Fosfati, calcari ed arenarie sono molto fossiliferi. Nei fosfati teneri sono frequenti gli ittiodontoliti, fra i quali i più abbondanti sono: *Lamna biauriculata* Zitt. sp., *Corax pristodontus* Ag., *Ancistrodon libycum* Dam. ecc.; in quelli induriti si presentano, oltre ai denti di pesci, esemplari ben conservati di *Trigonoarca multidentata* Newt., *Roudaireia Drui* M. Chalm. e *Cytherea Rohlfsi* Quaas. Queste stesse specie, insieme con *Protocardia biseriata* Conrd., *Lucina Dachelensis* Wann., *Cardita libyca* Zitt. ecc., costituiscono spesso delle vere lumachelle nelle arenarie calcaree e nei calcari associati, specialmente in quelli più o meno silicizzati. Rari invece sono gli esemplari di *Inoceramus regularis* d'Orb., di *Al. Villei* Coq. e rarissimi quelli dell'*Ex. Overwegi* v. Buch.

Sul Gebel Nakheil il livello speciale, campaniano, con *Al. Villei* manca, o almeno non si conosce finora, mentre le marne verdicce si sovrappongono direttamente sul *Nubian Sandstone*, var colore: invece la formazione fosfatifera è più completa in questo gruppo montuoso. Vi si osserva tutta la serie dei fosfati, che sogliono essere gialli alla parte inferiore, grigi alla media e bianchi a quella superiore.

I fosfati gialli sono associati alla parte superiore con marne listate di bianco e di giallo e sono separati dai grigi da calcari silicizzati fossiliferi e da banchi di selce nerastra. Si contano in tutto sette strati gialli dei quali il più spesso non supera m. 1,20; essi hanno un tenore di fosfato tricalcico che oscilla tra il 45 o il 50 %: però sul piccolo Gebel Kosseir el-Khadim uno strato di fosfato giallo, potente circa un metro, mostra un tenore in fosfato tricalcico dal 74 al 77 %; pur troppo esso si assottiglia in profondità, verso Est.

L'abbondanza di fosfati gialli è enorme in tutto il gruppo del Gebel Nakheil. Il Cortese calcola che ve ne siano non meno di 50 milioni di tonnellate; ma il loro tenore in fosfato tricalcico non supera il 53 %, essendo molto siliciferi.

I fosfati grigi, teneri o induriti, e i bianchi, superiori, sono pure associati con marne, arenarie calcaree tenere, fossilifere, e calcari giallastri o bianco-giallastri, in parte silicizzati, anch'essi molto fossiliferi. I grigi sono per lo più rappresentati da tre strati, due sottili ed uno spesso m. 1,30, con partimenti di selce piromaca e con un tenore in fosfato tricalcico che giunge fino al 69 per cento. Quelli bianchi costituiscono nel Gebel Nakheil una striscia dello spessore di circa m. 3,50 con cinque strati, che normalmente mostrano il tenore del 72 al 74 % di fosfato tricalcico, con l'1 % di silice e di allumina. In qualche caso il fosfato tricalcico sale sino al 77 %.

La sezione descritta è rilevabile in tutta la regione Est del Gebel Nakheil e nell'Uadi el-Anz, che ne fa parte. La formazione maestrichtiana fosfatifera della parte orientale del Deserto Arabico ha la potenza di circa 6? m., là dove è completa; ma se si comprendono in essa le marne verdi e gli scisti lucenti della base, che ne sono inseparabili, raggiunge circa i 120 m.

La miniera più ricca della regione è quella dell'Uadi el-Anz e del Gebel omonimo; essa contiene circa due milioni di tonnellate di fosfato tricalcico grigio e bianco, che però è spezzato da frequenti piccole fratture. L'Ing. Cortese ne ha rintracciati i lembi staccati con otto pozzi di ricerca sopra un percorso di due chilometri e quaranta discenderie. Egli ha eseguiti importanti lavori in un territorio vicino al Mar Rosso, arido e deserto, sul cui litorale è il solo villaggio di Kosseir, decaduto e in rovina, in modo che esso è stato ora così richiamato a nuova vita, dopo l'abbandono della via carovaniera della Mecca, da Kift. sul Nilo, a Kosseir. Il Cortese ha fatto costrurre per il trasporto del materiale escavato al mare una ferrovia di circa 17 chilometri, con varie diramazioni, rimesse per locomotive e officine per meccanici. Egli ha inoltre impiantato una distilleria di acqua marina in una regione dove è soltanto la piccola sorgente di acqua amara dell'Uadi Ambagi, ed ha iniziato la costruzione di una teleferica atta a trasportare ai piroscafi sulla spiaggia di Kosseir el-Khadim 1500 tonnellate di materiale al giorno, con relativo ponte caricatoio nel mare. Purtroppo il materiale metallico di questa teleferica è stato sequestrato nel Belgio dai tedeschi e per ora il compimento di tale importante opera è sospeso. Si è costrutto invece un grande molo per caricare i fosfati con le maone.

La coltivazione dei fosfati di calce della Società egiziana si estende ora anche a Safaga, pure sul Mar Rosso, a Nord di Kosseir. Ivi si presentano banchi gialli col tenore del 70 % di fosfato tricalcico al massimo e il 2 % di allumina.

I fosfati teneri duri del Gebel Nakheil contengono molti ittiodontoliti; ma in quantità minore del giacimento dei Sciaraune presso el-Sibaiya (Valle del Nilo). Le specie più comuni sono: *Lamna appendiculata* Ag., *L. biariculata* Zitt. sp., *Corax pristodontus* Ag. e *Ancistrodon libycum* Dam. Nei fosfati induriti si raccolgono belli individui di *Trigonoarca multidentata* Newt., *Roudaireia Drui* M. Chalm., *Cytherea Rohlfsi* Quaas, *Crassatella Zitteli* Wann. ecc.: però gli strati più ricchi di fossili sono quelli calcarei, spesso silicizzati, alternanti con i fosfati. Nell'Uadi el-Anz e specialmente sul piccolo Gebel Kosseir

el-Khadim sono frequenti queste specie e *Prot. hillana* Sow. sp., *P. biseriata* Conrd., *Nautilus desertorum* Zitt. e *Indoceras* (*Libycoceras*) *Ismaëlis* Zitt. sp. Grande vi è il numero dei modelli interni indeterminabili di pelecipodi e di gasteropodi. Il cefalopodo caratteristico dell'Egitto cioè l'*Ind. Ismaëlis*, è, sul Gebel Kosseir el-Khadim, anche nei calcari superiori ai fosfati teneri bianchi, che sono i più elevati.

Qui sotto citiamo collettivamente tutti i fossili determinabili raccolti nel Maestrichtiano del Gebel Duwi e del Gebel Nakheil:

Lima tecta Goldf. (Gebel Duwi)

Inoceramus regularis d'Orb. [= *I. Cripsi* Goldf. (non Mantell)]

Plicatula Aschersoni Zitt.

Alectryonia Villei Coq. sp. (si presenta pure nella valle del Nilo al Gebel Agula ed a el-Sibaiya)

Pycnodonta vesicularis Lmk. sp.

Exogyra Overwegi v. Buch (rarissima sul lato orientale del Deserto Arabico; un poco più comune nell'Uadi Matula a S. di Kift, nella Valle del Nilo).

Trigonoarca multidentata Newton. (tav. II, fig. 1–3).

Al Gebel Duwi e al Gebel Nakheil si raccolgono molti belli esemplari di questa specie, che fa spesso osservar bene i caratteri del cardine (tav. II, fig. 4). La superficie esterna delle valve è striata leggermente nel senso radiale. Posseggo anche un individuo di questa specie della valle del Nilo, raccolta a S. E. di Kift, cioè nell'Uadi Matula.

Cardita Libyca Zitt.

Crassatella Zitteli Wann.

Lucina Fachelensis Wann.

Protocardia hillana Sow. sp.

» *biseriata* Conrd.

Nella tav. III, fig. 5–6 sono figurati due individui di questa specie, che è frequente nelle arenarie calcaree del Gebel Duwi: nelle arenarie identiche del Gebel Nakheil e talvolta nei fosfati induriti di questo gruppo montuoso. Si raccoglie pure al Gebel Agula (valle del Nilo).

La *Prot. biseriata* (CONRAD, *Description of the fossils of Syria*, ecc. in LYNCH. *Expedition to the Dead Sea*, 1852, pl. 6, fig. 38-40) è indubbiamente molto vicina alla *Prot. hillana*, però ne differisce pel minor numero di rughe concentriche, che sono anche più grossolane e separate da solchi più larghi, e per la forma più allungata. Può rimanersi in dubbio se debba essere riguardata come specie distinta, anzichè come varietà; però negli individui del lato orientale del Deserto Arabico tali differenze sono spiccate.

Roudaireia Drui M. Chalm.

Pubblichiamo nella tav. III, fig. 2-4 la fotografia di vari esemplari di questa specie, che è rappresentata da molti individui, in tutti gli stadii di accrescimento, sul Gebel Duwi, ma specialmente sul piccolo Gebel Kosseir el-Khadim. Qualche esemplare si raccoglie nella valle del Nilo, nell' Uadi Matula e al Gebel Agula.

La *Roudaireia Drui* è sempre più o meno fortemente triangolare; l'area posteriore si mostra ora depressa, ora leggermente depressa. Le pieghe che ricoprono la superficie delle valve, dalla carena al lato anteriore, sono molto forti e separate da spazi più o meno larghi. Nei giovani individui tali pieghe sono più forti e separate da spazi più larghi. Sulle pieghe e negli spazi intercostali dei vecchi e giovani individui si notano bene le strie di accrescimento, forti e rilevate. Via via che la conchiglia cresce di età le pieghe finiscono col risolversi in fasci di forti strie di accrescimento. La carena è sempre forte e limitata da una depressione per lato, ora leggiera, ora bene impressa, che sui modelli interni si traduce in forma di solco sulla parte posteriore.

Nell'area posteriore non si osserva la forte piega radiale, chiamata carena dal Peron; solo sopra un piccolo esemplare se ne scorge la traccia.

Il Pervinquière (1) separa nettamente la *R. Drui* M. Chalm. (2) dalla *R. auressensis* Coq. sp. (3), che è meno trigona, meno recisamente troncata sul lato posteriore, e con quello anteriore meno prodotto e meno escavato sotto l'apice; però la questione rimane dubbia, essendo stata la

(1) PERVINQUIÈRE L. — *Études de paléont. tunisienne*. II. *Gastrop. et Lamellibr. d. terr. crétacés*, 1912 (Carte géol. de la Tunisie).

(2) MUNIER-CHALMAS — *Notes pal. s. les foss. recueillis par M. le Comm. Roudaire d. s. Expedition scient. en Tunisie* (in ROUDAIRE, *Miss. d. les Chotts tun.*, 1881, pag. 59-79, pl. I-V).

(3) COQUAND H. — *Géol. et Pal. d. la reg. S. de Costantine*, 1862, pag. 203, pl. XII, fig. 10 et 11.

specie del Coquand insufficientemente descritta e figurata. Gli esemplari figurati dal Peron non credo si possano separare dalla *R. Drui* M. Chalm. malgrado la piega dell'area posteriore.

La *R. crassoplicata* Noetl. (1) è molto vicina ai giovani esemplari della *R. Drui* del Deserto Arabico; tuttavia, essendo le sue pieghe concentriche molto più larghe, può costituirne una varietà. La *Cyprina acute-carinata* Coquand (*Études suppl.* ecc., pag. 112) è un modello interno della *Roudaireia Drui*, ma di età coniaciana. La *Trigonia distans* Fraas (*non* Conrad, *nec* Coquand), citata da O. Fraas (1867) è certamente la *R. Drui*.

Come è noto la *R. Drui* abita particolarmente il Campaniano e il Maestrichtiano; ma comparve sin dal Coniaciano.

Cyprina (*Venilicardia*) *Barroisi* Coq. sp.

Cytherea Rohlfsi Quaas.

Nautilus desertorum Zitt.

Indoceras (*Libycoceras*) *Ismaëlis* Zitt. (tav. III, fig. 1; tav. IV, fig. 1-4).

Questa specie è discretamente abbondante sul Gebel Nakheil, specialmente sul piccolo Gebel che ora ha assunto il nome di Gebel Kossein-el-Khadim, e si presenta in tutti gli stadi di accrescimento e spesso ben conservata. Qualche individuo è sprovvisto di tubercoli; ha la carena acuta e rammenta il *Libycoceras chargense* Blanckh., che, probabilmente, non è da separare dal tipo dello Zittel. Anche a Sibaiya, nella valle del Nilo, si raccolgono grandi e belli individui di questa specie.

L'affinità tra il *Libycoceras Ismaëlis* Zitt. e l'*Indoceras Beluchistanensis* Noetl. è intima genericamente e specificamente. Se la distinzione specifica tuttavia può mantenersi, non così pare per quella generica. Fra gli esemplari di *Libycoceras* da me osservati ve ne sono anche senza tubercoli o quasi, con la chiglia evanescente e il dorso relativamente largo, quindi difficilmente separabili dalla specie del Noetling. La linea lobale dell'*Indoceras* corrisponde, nei caratteri essenziali, con quella del *Libycoceras Ismaëlis*. La differenza sta in questo che quella degli *Indoceras* è meno fortemente sviluppata e che la sella esterna, la quale è la sola suddivisa, mostra, secondo il concetto del Noetling, tre selle avventizie nell'*Indoceras*, mentre se ne osservano due nel *Libycoceras*.

Crediamo che tale differenza possa riguardarsi al più come sottogenerica. Del resto il genere *Indoceras* è stato fondato sopra pochi individui e non è ancora compiutamente definito.

---

(1) Noetling F. — *Fauna of Baluchistan*, I, f. 3, tab. XII, fig. 8.

Almeno per ora il miglior partito è quello di riunire genericamente *Libycoceras*, Hyatt (1900) con *Indoceras*, Noetling (1897), conforme all'opinione di J. Boehm (1) e dell'ultima edizione (1910) dei *Gründzüge der Palaeontologie* dello Zittel.

L'Eck (2) segue l'opinione del de Grossouvre (3) che riguardò i *Libycoceras* soltanto come un sottogenere di *Sphenodiscus*; però è da rilevare che negli *Sphenodiscus* non è suddivisa da selle avventizie soltanto la sella esterna, ma anche le prime quattro, cinque o sei, il che dà una differenza generica troppo spiccata.

Lo *Sphenodiscus acutidorsatus* Noetl. è molto affine ai *Libycoceras*; ma è anche assai dubbio che quel tipo sia uno *Sphenodiscus*.

Cestracion pygmaeus Zitt. sp.
Scapanorhynchus rhaphiodon Ag. sp.
» *subulatus* Ag. sp.
Lamna appendiculata Ag. sp.
» *biauriculata* Zitt. sp.
» *serrata* Ag. sp.
Oxyrina Mantelli Ag.
Corax pristodontus Ag.
Stephanodus splendens Zitt.
Ancistrodon libycum Desor.

Valle del Nilo, regione tra Kasr el-Banat e Kift. — Dei giacimenti del Maestrichtiano fosfatifero della valle del Nilo conosco con una certa estensione soltanto quelli dei dintorni di el-Sibaiya, ma su quelli dei pressi dell'oasi di Lagheita e di Kift posso dare soltanto alcuni cenni sommarii, avendoli visti troppo brevemente.

Sulla via carovaniera da Kift a Kosseir, sul Mar Rosso, s'incon-

---

(1) Boehm J. — *Ueber Ammonites padernalis.* Zeitschr. d. d. geol. Ges., L. 1898.

(2) Eck O. — *Die Cephalopoden d. Schweinfurthschen Sammlung. a. d. ob. Kreide Aegyptens.* Ibid., LXVI, 1914.

(3) De Grossouvre A. — *Descript. d. Ammonites du Cret. sup. d. Limbourg.* Mém. du Musée roy. d'Hist. nat. de Belgique, IV, 1908).

trano, tra Kasr el-Banat e l'oasi di Lagheita (el-Gaita, Blanckenhorn) degli affioramenti di fosfati di calce piuttosto poveri, associati con arenarie calcaree. Altri meno poveri se ne osservano ad Est di Kift, in numero di quattro o cinque strati. Essi contengono dal 40 al 50 % di fosfato tricalcico e dal 24 al 60 % di silice. Nell' Uadi Matula, a S. E. di Kift, si raccolgono nelle arenarie calcarifere e nei calcari associati degli esemplari di *Exogyra Overwegi* v. Buch, *Trigonoarca multidentata* Newt. e *Roudaireia Drui* M. Chalm.

L' ing. Cortese (1) ha di già pubblicato la sezione del Gebel Agula, sul Nilo, pure a S. E. di Kift. Questa collina rappresenta uno dei pochi resti delle formazioni cretacee ed eoceniche distrutte dalla denudazione delle acque torrenziali del Quaternario e dall'opera del fiume odierno, che hanno lasciato degli enormi accumuli di noduli di selce, provenienti dai calcari marnosi del Cretaceo e dell'Eocene. Su quel piccolo Gebel si osservano in basso gli scisti marnosi e le marne verdi e grigie che quasi dappertutto nel Deserto Arabico e nella Valle del Nilo costituiscono la base della formazione fosfatifera maestrichtiana. Su questo insieme marnoso e scistoso segue una alternanza di fosfati grigi con marne listate di giallo e di bianco, arenarie calcaree e calcari silicizzati fossiliferi. Un banco di fosfato raggiunge lo spessore di m. 2.50; ma questo e anche gli altri sono piuttosto poveri.

Nei calcari e nelle arenarie calcarifere del Gebel Agula vi sono molti fossili, per lo più allo stato di modelli indeterminabili. Tra quelli determinabili si notano le specie seguenti: *Exogyra Overwegi* v. Buch, *Alectryonia Villei* Coq. sp., *Roudaireia auressensis* Coq. sp., *Trigonoarca multidentata* Newt., *Protocardia biseriata* Conrd.

Questo giacimento fosfatifero, il cui spessore non supera i 50 m., corrisponde, pel carattere dei membri litologici che lo compongono e per la fauna a quelli maestrichtiani più potenti della parte orientale del Deserto Arabico. Non trovo in esso quella miscela di

---

(1) Cortese E. — *Osservazioni geologiche nel Deserto Arabico*, 1912, pag. 321.

specie di carattere più antico che permettano di vedervi il Campaniano, secondo E. Fraas e Blanckenhorn (1) credono, pel vicino giacimento di um-Kerenat del resto il Fraas stesso ha indicato (*Op. cit.*, pag. 604) che il banco con *A. Villei*, corrispondente a quello che si presenta al Varco di Beida sul lato orientale del Deserto Arabico, e quindi appartenente al Campaniano, compare sotto la formazione fosfatifera con *Trigonoarca* e *Roudaireia*, nella discesa di Hagaza al Nilo, cioè nella continuazione degli strati del Gebel um-Kerenat.

Nulla posso aggiungere a quanto il Cortese ha scritto (*Op. cit.* pag. 321, tav. X) sulla sezione del Gebel Hagaza. Ivi, tra le marne verdi, inferiori a quelle listate di bianco e di grigio, si osservano quei fosfati gialli, che, come abbiamo già detto, sono i più bassi della serie.

Valle del Nilo, dintorni di el-Sibaiya. — Nei dintorni di el-Sibaiya, sul Nilo, a Sud di Luxor (Tebe), si trovano importanti giacimenti del Maestrichtiano fosfatifero, che ho visitati con l'Ing. Cortese. Quel villaggio sta sulla riva sinistra del Nilo; ma la stazione omonima della ferrovia Luxor-Assuan è sulla destra.

Presso Mahamid, stazione posteriore a quella di el-Sibaiya, vi sono ricchi giacimenti di fosfati non ancora coltivati. Nelle stesse condizioni sono altri presso el-Sibaiya, sulla riva sinistra: però questi sono in verità poco ricchi (tenore dal 52 al 55 %).

Il giacimento più ricco e più esteso è quello che si presenta sulla collina di Sciarauna, sulla quale stanno i due villaggi denominati Sciarauna-el-Bahri, cioè Sciarauna al fiume, e Sciarauna-el-Ghibli ossia a monte. In questa regione si hanno solamente fosfati giallastri.

La base della formazione è costituita da un banco marnoso-calcareo gremito di esemplari di *Al. Villei* Coq. sp., sul quale si sovrappongono delle marne verdi con argille e scisti marnosi, lucenti per mica. Il banco con *Al. Villei* occupa il posto di quello identico del Varco di Beida e, come esso, rappresenta quindi il Campaniano:

(1) Blanckenhorn M. — *Neues z. Geol. u. Pal. Aegyptens*, 1900, pag. 43

tale banco è stato, insieme con le marne, rivelato dalla perforazione di un pozzo artesiano ricco d'acqua eseguito dall'Ing. Cortese. Le marne e gli scisti sono stati traversati per circa 50 m.

Agli scisti marnosi lucenti è associato, a cominciare dalla parte inferiore, un primo strato di fosfato giallastro, al quale ne seguono altri due, alternanti con marne. Il più basso è in parte indurito e formato dall'accumulo di piccole coproliti; esso raggiunge lo spessore di circa m. 2.50 e non rende più del 33 % di fosfato tricalcico. Gli altri strati hanno un tenore dal 56 al 70 % e, in un caso del 73 %, sebbene allora lo spessore sia di 30 centimetri.

Il secondo strato è spesso da m. 0.40 a m. 2.30, col tenore dal 47 al 66 % di fosfato e dal 2 al 4 % di sesquiossido di ferro e di allumina.

La serie fosfatifera è terminata in alto da un altro spesso banco di calcare indurito con *Al. Villei.* Questo banco, per la sua posizione elevata, è naturalmente di età maestrichtiana. L'*Al. Villei*, tanto in Algeria che in Egitto, si presenta nel Campaniano e nel Maestrichtiano, ma il suo giacimento principale è nel Campaniano. Il secondo calcare con *Al. Villei* si trasforma in profondità lentamente in fosfato e finisce col costituirne un ultimo strato, che ha il tenore del 66 %. Questo bello esempio di trasformazione di un calcare in fosfato, secondo la profondità dell'acqua in cui si depose, è stato osservato per primo dall'Ing. Cortese.

Gli strati della descritta formazione di Sciarauna cominciano col pendere di circa 15° a N. E.; poi si rialzano e inclinano nella direzione opposta, formando un'anticlinale. I fosfati sono ricchissimi d'ittiodontoliti. Io ne raccolsi un buon numero nel 1912, insieme con l'ing. Cortese; ma questi dopo ne ha liberalmente inviati in dono una grande quantità all'Istituto geologico dell'Università di Palermo. Le specie più abbondati sono *Lamna biauriculata* Zitt. sp., *Corax pristodontus* Ag., *Ancistrodon. libycum* Dam., mentre il *Ceratodus Humei* Priem vi è rappresentato da pochissimi individui. Al contatto tra i fosfati e le marne alternanti si trovano ossami e non pochi denti di dinosauriani (*Mosasaurus*, *Platecarpus*, *Megalosaurus* ecc.), che saranno oggetto di uno studio speciale. Vi si rinvengono pure resti

di grandi cheloniani, dei quali lo scrivente non possiede ancora elementi determinabili.

Nelle alternanze calcareo–marnose dei fosfati si presentano il *Nautilus desertorum* Zitt., l'*Indoceras* (*Libycoceras*) *Ismaëlis* Zitt., che non è abbondante, ma è rappresentato da belli e grandi individui.

I fossili determinabili che si raccolgono nella formazione fosfatifera presso el-Sibaiya, specialmente a Sciarauna, nei fosfati e nelle alternanze, sono, collettivamente indicati, i seguenti:

Alectryonia Villei Coq. sp.
Nautilus desertorum Zitt.
Indoceras (*Libycoceras*) *Ismaëlis* Zitt.
Cestracion pygmaeus Zitt. sp.
Scapanorhynchus rhaphiodon Ag. sp.
» *subulatus* Ag. sp.
Lamna appendiculata Ag. sp.
» *biauriculata* Ag. sp.
» *serrata* Ag.
Oxyrhina Mantelli Ag.
Corax pristodontus Ag. sp.
Corax affinis Ag.
Ceratodus Humei Priem
Protosphyraena sp. (differente dalla *P. libyca* Zitt.)
Stephanodus splendens Zitt.
Ancistrodon libycum Dam.

Non sono citati in questa lista di fossili degli abbondanti piccoli resti cornei, triangolari, il cui riferimento a denti di Spinacidi riesce molto dubbio, e i sauriani, perchè il loro studio generico e specifico ha bisogno di essere compito.

La fauna notata sopra prova che i giacimenti fosfatiferi dei dintorni di el-Sibaiya sono di età maestrichtiana, come quelli simili della parte orientale del Deserto Arabico e secondo è dimostrato quì

appresso. I giacimenti di el-Sibaiya e dintorni sono attribuiti al *Nubian Sandstone* nel foglio IV (*Arabian Desert*) della *Geological Map of Egypt* a 1 000 000.

Sulla collina di Sciarauna l'Ing. Cortese ha aperto, per conto della Società per la coltivazione e l'esportazione dei fosfati egiziani, una importante miniera. La formazione fosfatifera ha uno spessore di circa 6 m.; gli strati, ricchi e molto estesi, possono fornire più di due milioni di tonnellate di fosfato tricalcico. Per ora (1917) la produzione è soffocata per causa della guerra europea, e ristretta quindi a centomila tonnellate annuali. L'ing. Cortese ha eseguiti in quella regione utili lavori: egli, oltre alla perforazione di pozzi artesiani e alla costruzione di una casa pel direttore dei lavori e per gli impiegati, ha costrutto una teleferica lunga 650 m., pel trasporto del materiale all'imbarco sul Nilo (tav. V, fig. 1, 2). Una tramoggia di forma cicloidale permette di caricar le barche in tempo di piena o di magra del fiume, tra le quali vi è una differenza di livello di otto metri. Su questa teleferica si trasportano 400 tonnellate al giorno di fosfati.

A Sciarauna il Cortese ha impiantato anche una fabbrica per la produzione del *tetrafosfato*, invenzione italiana di trattamento dei fosfati ordinari con sali di soda e dolomite.

La descritta formazione di el-Sibaiya sopporta l'Eocene inferiore (*Libysche Stufe*, Zittel), che intorno Sciarauna è rappresentato solo da qualche piccolo lembo di calcare grigio o ceruleo con nummuliti ed echinidi, associato con calcari marnosi bianchi a *Lucina thebaica* Zitt. ma invece è bene sviluppato nelle colline a Nord (1).

Conclusioni sull'età della formazione fosfatifera. — I giacimenti fossiliferi del Gebel Nakheil e del Gebel Duwi, dai quali non si pos-

(1) Mi riserbo di parlare in altra Nota, quando avrò ricevuto miglior materiale, del giacimento fosfatifero di Owenia, a Sud di el-Sibaiya, nel quale il calcare tenace giallastro che termina la serie contiene esemplari di *Scaphites* e *Hamites*.

sono separare quelli che sono più a Nord anche sul Mar Rosso, cioè a Safaga, e gli altri della valle del Nilo, tra Kasr el-Banhat e l' Oasi di Lagheita; dell'Uadi Matula; del Gebel Hagaza, del Gebel Agula, compreso il Gebel Gurn a Sud di Kift, e infine quelli dei dintorni di el-Sibaiya, sia sulla sinistra che sulla destra del Nilo, e di Mahamid (senza voler pronunziare qui alcun giudizio sui molti altri della stessa valle del Nilo, da me non visitati) si corrispondono per la natura e l modo di successione dei membri che li formano e per la fauna che contengono, salvo delle differenze locali nello spessore e in altri particolari di secondaria importanza. La fauna è quella degli strati con *Ex. Overwegi* dell'Algeria, della Tunisia, della Tripolitania e dello stesso Egitto, anzi più precisamente quella con *Trigonoarca multidentata*, *Roudaireia Drui* e *Protocardia biseriata* della Valle del Nilo, in relazione con quella simile dell'India.

La fauna con *Ex. Overwegi* è stata dallo Zittel (1), seguito da Wanner (2), Quaas (3) e Blanckenhorn, riferita alla parte inferiore del Daniano, che per tali autori è sinonimo di Maestrichtiano, Dumont e di Dordoniano, Coquand. Come di già il Prof. E. Haug ha fatto rilevare (*Traité de Géologie*, II, pag. 1336), tale attribuzione al Daniano è ingiustificata. Quegli strati rappresentano il Maestrichtiano, mentre il Daniano nel senso proprio vi sta sopra in Europa, in Africa e in Asia. Questa è l'opinione che noi abbiamo seguita nel 1912 ed è quella che il Krumbeck (4), il De Stefani (5), il Parona (6)

(1) ZITTEL K. — *Beitr. z. Geol. u. Pal. d. libysch. Wüste*. Palaeontographica, 30, I Th., 1883.

(2) WANNER J. — *Die Fauna d. obersten weiss. Kreide d. libysch. Wüste*. Palaeontographica, XXX Bd., II Abtheil., 3 Lief., 1902.

(3) QUAAS A. — *Beiträge z. Kenntn. d. Fauna d. Oberst. Kreidebildungen d. libysch. Wüste*. Ibid., 4 Lief., 1902.

(4) KRUMBECK L. — *Beiträge z. Pal. u. Geol. von Tripolis*. Ibid. LIII, 1906.

(5) DE STEFANI C. — *Fossili della Creta superiore raccolti da Michele Sforza in Tripolitania*. Palaeontolographia italica, XIX, 1913.

(6) PARONA C. F. — *Per la geologia della Tripolitania*. Acc. d. Sc. di Torino, 1914.

e il Greco (1) hanno sostenuta per la fauna con *Ex. Overwegi* della Libia e dell'Egitto.

Però è da notare che in questa fauna, nei luoghi studiati dal Cortese e da me, si presentano associate insieme le specie che il Blanckenhorn (2), sulla base dei fossili raccolti da E. Fraas, attribuisce a due piani distinti, cioè a quello con *Ex. Overwegi*, *Roudaireia Drui* e *Indoceras* (*Libycoceras*) *Ismaëlis* (Daniano inferiore di Blanckenhorn) e all'altro con *Alectryonia Villei*, *Trig. multidentata* e *Roudaireia* sp. (Campaniano di Blanckenhorn e Maestrichtiano inferiore di Haug). Il mio viaggio in Egitto mi ha convinto che le due faune sono associate, infatti nell'Uadi el-Ans e sul piccolo Gebel Kosseir el-Khadim (Gruppo del Gebel Nakheil); sul Gebel Duwi e, nella Valle del Nilo, nell'Uadi Matula e sul Gebel Agula, si raccolgono saldate insieme, tutte o in buona parte, *Ex. Overwegi* *Al. Villei*, *Roud. Drui*, *Trig. multidentata*, *Prot. biseriata*, *Indoceras* (*Libycoceras*) *Ismaëlis* ecc. I migliori esempi di questa associazione si presentano nella parte orientale del Deserto Arabico, cioè nell' Uadi el-Ans, sul Gebel el-Khadim e sul Gebel Duwi.

Il Fourtau (3) comprende il Campaniano di Egitto nel senso lato, associandovi il Maestrichtiano (Dordoniano, Coquand), anzi per lui gli *Strati con Ex. Overwegi* sono probabilmente una *facies* di quelli campaniani con *Al. Villei* dei dintorni di Kosseir. Fino ad ora non ho osservati fatti sul terreno che possano sussidiare questa opinione. L'*Al. Villei*, in Algeria e in Egitto, passa dal Campaniano nel Maestrichtiano; ma il suo giacimento principale è nel Campaniano. Al Gebel Duwi, cioè al Varco di Beida, e nella collina di Sciarauna presso el-Sibaiya, il banco speciale gremito di esemplari di *Al. Villei* è sotto il *Maestrichtiano* con *Indoceras* (*Libycoceras*) *Ismaëlis*.

(1) Greco B. — *Fauna cretacea dell'Egitto raccolta da Figari bey*, I e II. Palaeontographia italica, XXI, 1915; XXII, 1916.

(2) Blanckenhorn M. — *Op. cit.*, pag. 41-44 e nel Quadro sinottico a pag. 83.

(3) Fourtau R. — *Les terrains crétacés de l'Egypte*, pag. 235. Bull. Inst. Egyptien, 1903, fasc. 4.

Per queste ragioni gli *Strati con Trigonoarca* e *Roudaireia* descritti non si possono separare dal Maestrichtiano, nè attribuire alla parte inferiore di tale piano e molto meno al Campaniano nel senso proprio: la fauna con *Trigonoarca* e *Roudaireia* è fusa con quella a *Ex. Overwegi* e *Indoceras* (*Libycoceras*) *Ismaëlis* e sta sopra il Campaniano. La parte inferiore del Maestrichtiano potrebbe forse essere rappresentata dalle marne verdicce e dagli scisti che stanno alla base della formazione fosfatifera e sopra il Campaniano. E' bene rilevare però che l'*Ex. Overwegi* è più o meno rara in tutto il Deserto Arabico.

Gli strati egiziani esaminati in questo scritto corrispondono a quelli con *Trigonoarca* e *Roudaireia* dell'India meridionale cioè di Ariyalur (1) nel Distretto di Trichinopoli (Madras) e di Pondichery (2) e a quelli del Beluchistan (3).

Tali strati asiatici appartengono al Maestrichtiano; su di essi stanno quelli di Niniyùr, che contengono il *Nautilus danicus* e rappresentano il Daniano.

DANIANO. — Alla formazione fosfatifera maestrichtiana si sovrappone, in concordanza e con intimo passaggio litologico, un gruppo di calcari marnosi bianchi, bianco-giallastri e giallastri, molto somiglianti a creta, ricchi di noduli e liste di selce nerastra, pendenti di circa 16° a N. E., con lo spessore di quasi 150 m. La parte media e superiore di questa massa calcarea è eocenica, come qui appresso vedremo; ma quella inferiore è cretacea. I fossili del Daniano, che furono per la prima volta raccolti dall'ing. Cortese sul Gebel Duwi e determinati dallo scrivente nel 1912, provengono da tale parte inferiore, come ci siamo anche direttamente accertati nelle visite fatte dopo a questo monte. Sul Gebel Nakheil esiste la stessa formazione;

(1) KOSSMAT F. — *Untersuchungen über die südindische Kreideformation.* Beitr. z. Geol. u. Pal. Oest.-Ung. IX, 1895; XI, 1898.

(2) KOSSMAT F. — *The cretaceous deposits of Pondicherri.* Rec. Geol. Surw. of India, XXX, 1897.

(3) NOETLING F. — *Fauna of the upper cretaceous (Maëstrichtien) Beds of the Mari hills.* Palaeontologia Ind., s. XVI, vol. I, 1897.

ma nella sua parte inferiore, cioè in quella direttamente sovrapposta al Maestrichtiano, non si sono finora trovati fossili.

Il Cortese ha già scritto (*Osserv. geol. nel Deserto Ar.*, 1912, pag. 315) che i calcari marnosi con noduli di selce, superiori al Maestrichtiano, sono al Gebel Duwi divisi in due livelli da uno spesso banco di marne sabbiose indurite. I fossili con affinità daniane provengono dalla parte inferiore del più basso di questi livelli, la quale costituisce una zona relativamente ristretta. Vi si raccolgono molti modelli di lamellibranchi e di gasteropodi, per lo più indeterminabili. Le specie che possiamo citare sono le seguenti:

Terebratula carnea Sow. (tav. IX, fig. 4-5).
Pecten sp. aff. P. jarafrensis Zitt.
Inoceramus balticus J. Boehm (= *I. Cripsi* auct.)
Spondylus Dutempleanus d'Orb.

Possediamo di questa specie vari modelli interni, sui quali si riproducono chiaramente le costole radiali; essi rammentano lo *Spondylus aegyptiacus* Newt. (1), attribuito all'Eocene inferiore. Un esemplare di discrete dimensioni è rappresentato da una valva sinistra molto convessa conserva la conchiglia. Sebbene nel liberarlo dal calcare si sia spezzato in vari piccoli frammenti, pure, faticosamente ricostruito, ha potuto essere fotografato (tav XI, fig. 5). Su tale valva si osservano le molte costole radiali fine nette, eguali, non di raro biforcate o alternanti con altre eguali, o più corte o più piccole.

Le costole mostrano qua e là, specialmente sul lato posteriore, delle piccole squame, che sono la base d'inserzione delle spine. È ancora visibile un'orecchietta, che è la sinistra.

Il Peron (2) dubita che lo *Spondylus* del Daniano di Egitto riferito da vari autori all'europeo *Sp. Dutempleanus* d'Orb. della parte superiore del Senoniano sia identico a questo; ma la valva, della quale diamo qui la fotografia, corrisponde bene alla specie di Europa.

---

(1) Newton. — *Egyptian lower tertiary shells.* The geol. Magaz. Dec. IV, vol. 5, 1898, pag. 536, tav. XX, fig. 4-5.

(2) Peron in Fourtau R. — *Les terrains crétacés de l'Égypte.* Paléontologie. Bull. Inst. Egypt., 4e S., N. 4, 1903, pag. 315.

Pycnodonta vesicularis Lmk. sp.
Lucina Dachelensis Wann.
Cardita libyca Zitt.
Corax pristodontus Ag.

Gli strati che contengono tali fossili hanno i caratteri litologici e faunistici della *facies* calcarea (*weisse Kreidekalke*) di quell'orizzonte delle grandi oasi del Deserto Libico indicato col nome di *Blätterthone* e riferito da Zittel, Quaas, Wanner e Blanckenhorn al Daniano inferiore. Non conosciamo il *Nautilus Danicus* nel Deserto Arabico, nè ivi in questa zona si presenta lo spiccato carattere daniano dei *weisse Kreidekalke* del Deserto libico; d'altro canto è da rilevare che tale zona ha al Gebel Duwi parecchie specie comuni col sottostante Maestrichtiano. Il Blanckenhorn (1) ha già notato che il Daniano è sviluppato in modo tipico nel Deserto Libico e che via via che ce ne allontaniamo, procedendo verso E., N.E. e N., più piccole ne divengono le tracce e più difficilmente dimostrabile si rende la sua esistenza.

II.

EOCENE.

La zona dei calcari marnosi bianchi con fauna ad affinità daniane passa alla parte superiore a un insieme molto spesso di altri calcari somiglianti, ma con faune differenti. Questo insieme superiore è costituito da due gruppi successivi, anch'essi in concordanza e legati da intimi passaggi. L'inferiore è formato di calcari marnosi bianchi, ricchi di noduli e liste di selce nerastra, associati con banchi di marne indurite e di altri calcari giallastri, talvolta di colore ferruginoso, più o meno silicizzati, in qualche caso rosei e marmorei. Esso contiene la fauna del Piano Libico (Eocene inferiore) e può avere una potenza di circa 150 m. Il gruppo superiore è formato

(1) Blanckenhorn M. — *Neues z. Geol. u. Pal. Aegyptens.* II. Zeitschr. d. d. geol. Ges., LII, 1900.

di altri calcari concordanti, pure marnosi, induriti, spesso silicizzati, o sabbiosi, bianchi o bianco-giallastri, talvolta giallo-rossastri associati con marne indurite e ricchi di noduli e liste di selce, per lo più diasproidea. Questi calcari più alti, che salgono a costituire la sommità del Gebel Duwi, hanno lo spessore di circa 80 m. e mostrano una fauna eocenica differente, cioè quella dell'Eocene medio (*Strati a Carolia placunoides*).

Non è facile di stabilire recisamente sul terreno il limite tra i due gruppi; ma nell'inferiore si raccoglie la fauna degli *Strati a Callianassa* dell'Eocene inferiore egiziano e nel superiore quella a *Carolia placunoides*. I calcari delle due formazioni pendono a N. E. e si immergono sotto i detriti che colmano il Varco di Beida e l' Uadi Nakheil. Qui non è del tutto inopportuno che io dia un breve cenno sulla geografia fisica della parte orientale del Deserto Arabico.

Il pittoresco e imponente Varco di Beida è formato da una gola ad alte pareti, che, squarciando la parte meridionale del Gebel Duwi, mette in comunicazione gli Uadi Abù Zeran e Bieda col vastissimo Uadi Nakheil. Ha già ricordato il Cortese che l'origine di questa gola non può essere attribuita a una frattura, come indica la Carta geologica anglo-egiziana a 1 000 000 (*Sheet IV: Arabian Desert*). Le acque dell' Uadi Abù Zeran e dell' Uadi Beida s' incontrano lungo una frattura che realmente esiste diretta da N. O. a S. E., al piede occidentale del Gebel Duwi e forma un'alta parete a picco, la quale mette allo scoperto gli scisti cristallini antichi, il *Nubian Sandstone* e gli strati sovrastanti, tutti inclinati a N. E. L'incontro di quegli Uadi costituisce un bacino, ora a secco, ma che dovette essere un grande lago nel Quaternario. E' evidente che il lavoro di erosione di queste acque sui calcari marnosi cretacei ed eocenici aprì lentamente una via, che vuotò il lago e formò la presente gola di Beida, larga circa un chilometro. Fra le due porzioni del Gebel Duwi costituenti il lato meridionale e il settentrionale della gola, non vi è dislivello di strati: le formazioni identiche, pendenti a N. E., sono la continuazione l'una dell'altra.

Una seconda frattura, parallela alla prima e che fa ricompa-

rire il *Nubian Sandstone* alla base del Gebel Nakheil e dei monti dell' Uadi Ambagi, è quella che ha guidato le acque dell' Uadi Abû Zeran e dell' Uadi Beida a incanalarsi nell' Uadi Ambagi, ma uno spostamento trasversale a questo non esiste in quei luoghi.

L'alveo delle grandi e piccole valli, colmo ora di ciottoli e di sabbia, provenienti dalla disgregazione e dalla distruzione delle varie formazioni, specialmente da quelle cretaciche, è ora piano ed elevato. Il lavoro di erosione e di trasporto delle acque torrenziali della fine del Quaternario è stato enorme in quelle regioni. Le prove di un intenso periodo pluviale anteriore alla formazione della presente zona desertica sono più che evidenti nel Deserto Arabico. Oggi in quelle regioni non scorre tanta acqua quanto basti a dissetare un gatto, ha detto il mio collega ing. Cortese. Le piogge vi sono rarissime, brevi e leggiere. Abbiamo visto in qualche luogo, come per es. nell'Uadi Muhe, le tracce lasciate da un nubifragio dei decenni anteriori, indicato da poche, strette e superficiali macchie di fango, che sembravano strisce lasciate dal passaggio delle lumache, tanto più che erano lucenti per pagliuzze di mica.

L'atmosfera è così arida in quel Deserto che i cadaveri dei cammelli, morti lungo le vie carovaniere, per lo più non imputridiscono, ma vanno lentamente in polvere. Le impronte dei cunei con i quali gli antichi egizii spaccavano i massi del granito roseo di Bir Foakir, allo sbocco dell'Uadi Atalla nell'Uadi Hammamat presso le antichissime cave di quarzo aurifero, sono ancora nette e fresche dopo più che quaranta secoli (tav. VI, fig. 1). Si osservano ancòra in buona parte erette e sempre a livello della superficie dell'alveo dell'Uadi, rimasta immutata, le capanne di muri a secco dentro le quali abitavano i cavatori di Bir Foakir e dell'Uadi Hammamat, anticamente denominato *valle di Rohanu* (tav. VI, fig. 3). E. Fraas (1) ha potuto bene rilevare nel 1900 la pianta degli ambienti interni di quei ricoveri. Le cave di *breccia verde*, traversate da granito roseo, dell'Uadi Hammamat, dette dagli egizii *Cave dei monti di Bechen*, furono oggetto di larga

---

(1) Fraas E. — *Op. cit.*, pag. 586.

coltivazione, perchè se ne cavavano specialmente i blocchi per l'esecuzione di statue e di sarcofagi durante i tempi più splendidi della civiltà egiziana. Per l'intenso traffico di quelle cave fu tracciata la via da Copto, sul Nilo, cioè dal moderno Kift, alla *valle di Rohanu*, e questa via tuttora seguita, convenientemente prolungata attraverso il deserto fino a Leukos Limen, che è il porto dell'odierna Kosseir, divenne nell'antichità la più importante via commerciale col Mar Rosso. Quella *breccia verde* è una *grauwacke*, costituita da ciottoli di graniti, porfido rosso, filladi e calcare cristallino chiaro, rilegati da un cemento scistoso verde-scuro o nero, che bisognerebbe ben definire. Le più antiche spedizioni a quelle cave in ricerca di rocce ornamentali furono fatte sotto i re della quinta dinastia, vuol dire almeno da quattromila e cinquecento anni, e furono continuate, tanto che Ramsete IV della ventesima dinastia v'inviò molto più tardi più che ottomila lavoratori per trarne e condurre a Tebe il materiale necessario alla costruzione del tempio di Ammone. Sulle pareti delle cave di breccia verde rimasero le chiare tracce del sovrapporsi di tante civiltà. Quelle pareti sono istoriate da molti disegni, non di rado osceni, e da un grande numero di iscrizioni egiziane geroglifiche e delle denominazioni persiana, greca, romana e araba. Le iscrizioni e i disegni egiziani specialmente sono dopo tanti millenni così nitidamente conservati (tav. VI, fig. 2) che sembrerebbero eseguiti ieri e si trovano ancora a livello dell'alveo dell'Uadi o a pochi decimetri di distanza. Questo indica che delle correnti di acqua non hanno più mutato la superficie dell'alveo dell'Uadi, nè le piogge indebolita la nettezza di quelle sculture. L'ing. Cortese ha di già rammentati questi fatti: io nel ripeterli con qualche altra notizia storica, vi ho aggiunto delle fotografie.

Citeremo ancora qui un fatto che, se non può in modo assoluto ritenersi come una prova sicura dell'opera delle acque scorrenti del Quaternario, pure non potrebbe interpetrarsi in altro modo conforme alle condizioni meteorologiche che da tanti millenni regnano nel Deserto Arabico. Nel gruppo dei Gebel Nakheil, precisamente in uno stretto valloncello tra il basso Uadi el-Anz e l'Uadi Kosseir

el-Khadim, le masse dei gessi saccaroidi del Miocene. a superficie ripidamente inclinata, si mostrano coperte da abbondanti cesellature e scanalature parallele, talvolta suddivise, sempre dirette dall'alto al basso e separate da creste fine. La regolarità di queste scanalature e l'esistenza delle acute creste divisorie esclude per la loro origine l'azione delle sabbie spinte dal vento; del resto la località è ben riparata dal vento e dalle sabbie. Si tratta evidentemente di veri *lapiaz*, dovuti allo scorrimento dell'acqua di pioggia che, con molta probabilità. deve essere stata quella del Quaternario. perchè nel Deserto Arabico a memoria d'uomo la pioggia è un'eccezione e quando avviene si limita a poche gocce leggiere. specialmente su quel litorale del Mar Rosso.

Su tutte le cause della degenerazione desertica, che rende miserabili e inabitabili tante terre, quali l'inclinazione dell'asse terrestre sulla eclittica: lo spostamento dei poli: i cambiamenti nella ripartizione delle terre e dei mari e nell'altitudine dei massicci montagnosi; la formazione del Gulf-Stream; la laterizzazione ecc., si è lungi dall'essere di accordo: ma è innegabile che essa è accompagnata dalla aridità dell'atmosfera e questo è il caso del Deserto Arabico.

Anzichè aggiungere altre mie parole sulle condizioni di questo deserto. preferisco di riportare qui direttamente quanto ne ha già scritto il mio compagno ing. E. Cortese nella sua *Traversata del Deserto Arabico da Chena a Kosseir* (Boll. d. Soc. Geogr. Ital., 1912. fasc. 11, pag. 20): *Nel tratto che si percorre fin qui, si vedono grandi alvei di torrenti. montagne sventrate dalle acque torrenziali. coni di deiezione. accumuli di detriti trascinati dalle piene dei torrenti a riempire le gole in cui scorrevano originariamente. affogando le sponde e tutti i frammenti di stratificazione e di roccie che separavano un valloncello da un altro. in modo che due valloni sono stati evidentemente fusi in uno solo dall'enorme alveo della vallata. Tutto è identico, a cominciare dalle roccie. alle fiumare di Sicilia (prov. di Messina). e di Calabria, che scorrono fra gli stessi scisti lucenti. gli stessi graniti e porfidi. Fuorchè la vegetazione e gli animali. nulla manca alla identità della*

forma fisica del paese. Bene spesso mi pareva di trovarmi nella vallata del Savuto e del fiume di Nicastro, dalle quali fossero spariti i boschi.

L'origine di quella forma fisica è la medesima: si vedono le rovine fatte dalle acque torrenziali migliaia di secoli or sono; poi quel paese, che era soggetto a piogge torrenziali, è divenuto desertico, certo per un cambiamento di latitudine, e tutto è rimasto cristallizzato come era a quel momento. Da migliaia di secoli non piove più in modo sensibile su quelle montagne (di cui alcune passano i 2000 metri di altezza); le fiumare non scorrono più trascinando migliaia di metri cubi di detriti); i fianchi delle montagne non sono più sventrati dalle frane e non si formano più i coni di deiezione; ma tutto là è fresco e netto come se avesse cessato di piovere la notte avanti! Credo che per un geologo e un geografo nulla possa essere più interessante di questi fenomeni naturali rimasti stereotipati nella montagna. Se in qualche punto non vi fossero le sabbie accumulate dal vento, le quali mostrano che qualche piccolo cambiamento avviene alla superficie, nulla sarebbe cambiato dal momento geologico in cui il Deserto Arabico divenne... deserto ».

Lo scrivente ha potuto percorrere quel paesaggio rimasto quale era alla fine del Quaternario e trarre di qualche cono di deiezione (tav. VIII, fig. 1) e delle terrazze quaternarie, anche in più ordini, dell' Uadi Ambagi sul versante del Mar Rosso (tav. VII, fig. 1, 2) varie fotografie che rendono evidenti queste descrizioni.

Il Gebel Duwi e il gruppo del Gebel Nakheil con le montagne di diabasi dell'Uadi Ambagi sono in gran parte coperti e soffocati dall'accumulo dei detriti alluvionali trasportati sulla fine del periodo glaciale. I graniti, gli scisti cristallini antichi, le diabasi che li traversano, l'*Arenaria della Nubia* e le sovrastanti formazioni cretacee e terziarie s'immergono e spariscono sotto masse enormi di sabbia e di noduli di selce dalle forme più bizzarre. Il Gebel Duwi, così aspro e pittoresco dal lato occidentale, è ora una montagna di 550 m. Bisogna salire alla sua sommità dall'Uadi Nakheil, grande pianura elevata che si traversa in quattro ore a dorso di camello, lungo i piccoli valloni che ne scendono da Est per potere studiare bene la successione degli strati che lo formano e raccoglierne accuratamente

le faune. Uno di questi Uadi secondarii conduce a scaglioni sulla parte più elevata e sventra la montagna in modo da permettere bene lo studio della sua costituzione geologica, mentre l'ascensione sull'alta parte occidentale riesce difficile.

Abbiamo già detto al principio di questo secondo capitolo che nei calcari marnosi con noduli di selce sovrapposti al Daniano si raccolgono due faune eoceniche successive. Queste finora non erano state indicate pel Gebel Duwi e pel Gebel Nakheil. Le Carte geologiche del *Geological Survey of Egypt* segnano bensì vagamente il *Lower Eocene* sul Gebel Duwi; ma questo piano deve essere su quelle Carte molto ristretto in estensione e spessore, essendo in esso compresi il Campaniano, il Maestrichtiano, il Daniano, l'Eocene inferiore (Piano Libico) e il medio (Strati superiori di Mokattam). Sul Gebel Nakheil, dove si ripete la serie stratigrafica del Gebel Duwi, l'Eocene non è segnato.

Il Cortese nel 1912 (*Osservazioni geologiche nel Deserto Arabico*) restrinse l'Eocene solo ai calcari silicizzati del membro superiore, accordando una maggiore potenza al Daniano; ma dopo le nuove osservazioni eseguite insieme egli è d'accordo sull'attribuzione di gran parte dei calcari marnosi con noduli e liste di selce all' Eocene inferiore (Piano Libico), conforme è dimostrato dai fossili trovati in quelle gite sul Gebel Duwi.

Eocene inferiore: Strati a Callianassa. — I calcari marnosi, per lo più bianchi, del livello eocenico più basso del Gebel Duwi sono spesso gremiti di chele di *Callianassa*, di esemplari della piccola *Sismondia Logotheti* Fraas. e di lamellibranchi e di gasteropodi, assai spesso allo stato di modelli interni e non bene determinabili. Da quei calcari a *Callianassa* si staccano grossi blocchi, che si osservano sparsi sotto il monte, sul lato sinistro del Varco di Beida. Le specie che io cito qui appresso sono state raccolte in posto da me, dal Cortese e dalla sua gentile signora nel novembre del 1912, salendo pel piccolo Uadi che sventra ad Est il Gebel Duwi e conduce alla cima:

Graphularia desertorum Zitt.
Sismondia Logotheti Fraas.
Conoclypeus Delanouei de Lor.
» *conoideus* (Leske) Ag.
Vulsella legumen d'Arch. (? = *V. deperdita* Desh.)
» cfr. *dubia* d'Arch.
Ostrea multicostata Desh.
» *aviola* M. Eym.
Lithodomus cordatus Lmk.
Chama latecosta L.
» *calcarata* Lmk.
Cardita mutabilis Lmk.
Lucina Thebaica Zittel (tav. IX, fig. 1-5).

Questa specie è rappresentata da pochi esemplari al Gebel Duwi, mentre è discretamente abbondante nella valle del Nilo nei calcari marnosi biancastri del Piano Libico (*Libysche Stufe*, Zittel).

La *Lucina thebaica*, tante volte citata dagli autori, non è stata finora descritta, nè figurata. Avendone riportato dai monti della grande necropoli di Tebe (Luxor) e dai dintorni di el-Sibaiya, nonchè dal Gebel el-Hella, un buon numero di esemplari, credo utile di illustrarla brevemente.

La specie, rappresentata quasi sempre da modelli interni, che pur conservano non di raro porzioni del guscio, raggiunge spesso grandi dimensioni (il maggiore degl'individui che possediamo è lungo 118 mm.; largo 90 mm. e spesso 67 mm.). I modelli sono più o meno gonfi, trasversalmente allungati, poco inequilaterali o subequilaterali. Il lato anteriore è più largo, più o meno obliquamente troncato, talvolta subarrotondito; il posteriore è leggermente più protratto, più ristretto e non di raro quasi appuntito. Gli apici sono robusti, gonfi, ben distinti, prosogiri, poco appuntiti alle estremità, quasi mediani. La lunula è piccola, ma ben limitata; il corsaletto ristretto; le ninfe poco spesse e poco elevate. La linea cardinale è diritta.

Le strie di accrescimento sono forti ed elevate, per lo più riunite in fasci che assumono l'aspetto di rughe nella regione umbonale e di risalti sulla metà palleale della conchiglia. Sulla superficie dei modelli sono visibili molte strie radiali irregolari, prodotte dalle impressioni di quelle che ornavano l'interno delle valve.

Giudicando dagli esemplari che sono a nostra disposizione, la variabilità dei caratteri della *Lucina thebaica* non è grande. Ci sono forme molto

convesse e altre moderatamente gonfie. Sebbene i modelli raccolti siano quasi sempre trasversalmente allungati, pure la differenza tra la lunghezza e la larghezza è in vari casi piccola.

La *Lucina thebaica* ha i suoi maggiori rapporti con *L. Fuchsi* Caf. (1), *L. Dicomani* Mgh., var. *pseudofuchsi* Sacco (2), *L. De-Stefanii* Rov. (3), var. *taurofuchsi* Sacco (4) e con alcune altre forme transverse del macigno di Porretta, figurate dal prof. Capellini (5). Le relazioni con la *L. Fuchsi* Caf. sono state rilevate bene per primo dal Fuchs in una lettera al Cafici (1882), nella quale fece rilevare che questa specie ha « *une analogie frappante avec une grande Lucine qui se trouve dans les environs de Thèbes en Egypte*, cioè con la *L. thebaica* Zitt.; però la specie dello Zittel si distingue da tutte queste per gli apici più robusti, più distinti e di posizione quasi mediana e perciò per la minore inequilateralità di forma.

Cardium Picteti d'Arch.
» *Sharpei* d'Arch.
» *gigas* Defr.
Corbula aulacophora Marlet.
Callianassa sp. (chele in grande abbondanza).

Sul Gebel Duwi non abbiamo trovato in posto quei foraminiferi che sogliono essere così frequenti nell' Eocene inferiore dell' Egitto; ma la fauna notata sopra è certamente quella del Piano Libico (*Libysche Stufe* Zittel) riferita al Londoniano dallo Zittel e al Suessoniano dal Blackenhorn.

---

(1) Cafici I. — *La formazione miocenica di Licodia-Eubea (prov. di Catania)*. Mem. d. R. Acc. d. Lincei, XIV, 1883, pag. 71 e 72, tav. II, fig. 3 e 5.

(2) Sacco F. — *I molluschi terziari d. Piemonte* ecc., XXIX, 1901, pag. 68, tav. XVI, fig. 3.

(3) Rovereto G. — *Note preventive sui pelecipodi del Tongriano ligure*, 1898, pag. 56.

Di Stefano G. — *Il calcare a Lucine dei dintorni di Centuripe in prov. di Catania*. Atti Acc. Gioenia di Sc. Nat., XVI, 1903, pag. 24.

(4) Sacco F. — *Op. cit.*, pag. 68, tav. XVI, fig. 3.

(5) Capellini G. — *Il macigno di Porretta e le roccie a Globigerina dell'Appennino bolognese*. Mem. d. Acc. di Sc. di Bologna, S. IV, T. II, 1880, tav. II, fig. 6, 7.

L'esistenza della *Lucina thebaica* sul lato sinistro del varco di Beida, cioè sotto il Gebel Duwi, era stata indicata dal Fraas, il quale però l'aveva raccolta come caduta dall'alta e scoscesa parete occidentale del Gebel Duwi, senza che ne avesse potuto accertare la posizione. *Gli Strati a Callianassa* invadono in Egitto anche il Cretaceo (1), come hanno dimostrato i lavori di rilevamento del dott. W. T. Hume, sopraintendente del *Geological Survey of Egypt;* ma quelli del Gebel Duwi appartengono alla parte superiore del Piano Libico (Eocene inferiore).

La presenza della *Lucina thebaica* non è sufficiente per dimostrare che quegli strati rappresentano invece la parte inferiore di questo Piano, ove è realmente più abbondante: tale specie si trova pure in quella superiore. L'ing. Cortese ed io abbiamo insieme osservato nel 1912 che sulle montagne della grande necropoli di Tebe (Luxor) la *Lucina thebaica* si raccoglie sopra la grande massa dei calcari marnosi bianchi, riferiti al membro inferiore del Piano Libico. Questa osservazione è facile a verificarla quando si va da Biban-el-Muluck a Deir-el-bahri pel sentiero della montagna. Inoltre nei dintorni di el-Sibaiya, sui piccoli Gebel a N. E. di Sciarauna; nonchè sul Gebel el-Hella e presso Matana la *Lucina thebaica* si trova alla parte superiore di quelle alture, costituite dai calcari marnosi bianchi del Piano Libico. A quei calcari marnosi più alti sono associati lembi di calcari tenaci biancastri e cerulei con nummuliti e altri foraminiferi che, nel loro insieme, indicano paleontologicamente la parte superiore di tale piano. Noto qui appresso, oltre agli echinidi che vi si raccolgono, i foraminiferi, già determinati dal prof. G. Checchia-Rispoli:

Nummulites atacicus Leym.
» *Guettardi* d'Arch.
» *Heberti* d'Arch.
» *variolarius* Lmk.

(1) Fourtau R. — *Déscription des échin. foss. recueillis dans le Désert Libyque* ecc. Mém. d. Inst. Egypt.; VI, 1909, pag. 106.

Assilina Nili de la Harpe
Operculina canalifera d'Arch.
Conoclypeus conoideus (Leske) Ag.
» *Delanouei* de Lor.
Linthia Delanouei de Lor.

La posizione elevata di questi fossili e il modo della loro associazione, ove si consideri la distribuzione dei foraminiferi nell' Eocene egiziano, secondo risulta dalle osservazioni geologiche dello Zittel e del Blanckenhorn e dalle determinazioni paleontologiche del de la Harpe, dimostrano che gli strati che li contengono rappresentano la parte superiore del Piano Libico. E' vero che *N. Guettardi*, *N. Heberti* e *N. variolaria* si trovano in Egitto nel più alto Eocene, associate con *N. Fabiani* (A) e (B), ma questa ultima specie manca sempre nei giacimenti che ho citati sopra. Quei calcari con *Lucina thebaica*, *Assilina Nili* e nummuliti appartengono dunque alla parte superiore dell'Eocene inferiore egiziano (*Libysche Stufe*).

Eocene medio: Piano a Carolia placunoides. — I calcari bianchi, bianco-giallastri o giallastri, talvolta rossastri, spesso silicizzati, del membro eocenico superiore salgono fino alla sommità (550 m.) del Gebel Duwi. Essi contengono molti modelli interni di lamellibranchi e di gasteropodi (per lo più di *Turritella*, spesso indeterminabili). Simili calcari si trovano anche sulle parti più elevate del gruppo del Gebel Nakheil. Quivi esistono in concordanza sulla formazione fosfatifera maestrichtiana i calcari marnosi bianchi o bianco-giallastri, con noduli e liste di selce e sono stati ben rappresentati dal Cortese, che li attribuì tutti al Daniano, nella sua sezione del Gebel Nakheil Ovest (*Osserv. geol. nel Deserto Ar.*, 1912, tav. XII), ove mostrano una notevole potenza e formano una sinclinale nella parte S. O. del monte, per piegarsi in anticlinale che è in gran parte erosa, in quella N. E. Nella parte superiore di questa massa di calcari marnosi sovrapposti al Maestrichtiano si sono trovati nel Gebel el-Anz e nell' Uadi omonimo molti modelli di lamellibranchi e di gasteropodi indeter-

minabili e qualche esemplare di *Ostrea multicostata* Desh. e di *Carolia placunoides* Cantr.: però non conosciamo finora documenti paleontologici della parte media, che corrisponde per posizione alla parte inferiore del Piano Libico, nè molto meno di quella più bassa, che dovrebbe rappresentare il Daniano. Ricerche più minute potranno probabilmente farne trovare: il Gebel Nakheil riproduce la successione stratigrafica del prospiciente Gebel Duwi, dagli scisti cristallini antichi con graniti e diabasi alle *Arenarie della Nubia*, ai calcari maestrichtiani, che quì sono anche riccamente fossiliferi fino ai calcari eocenici con *Carolia placunoides*.

Citiamo qui appresso i pochi fossili raccolti nei calcari eocenici più elevati del Gebel Duwi e del Gebel Nakheil, ma principalmente sul primo:

Ostrea multicostata Desh. (Gebel Duwi e G. Nakheil)
Carolia placunoides Cantr.

Questa specie è discretamente rappresentata nel Gebel Duwi e rara nel G. Nakheil.

La *Placuna cymbalea* Loc. della Tunisia (1) è una *Carolia* identica alla *C. placunoides* Cantr. Il Cossmann (2) è convinto di tale identità, ma fa rilevare che su nessuno degli esemplari egiziani da lui osservati si vedono le strie radiali che ornano la superficie delle valve della *Pl. cymbalea*. Invece gli individui da noi raccolti in Egitto hanno tutti la superficie esterna della valve coperta di molte chiare strie radiali, semplici, biforcate o triforcate, non di raro anastomizzate. Ornati nello stesso modo sono gli esemplari trovati nell'Uadi el-Arabah (Egitto) da Figari bey e conservati nel Museo geologico dell'Istituto degli studi superiori in Firenze. Il prof. C. De Stefani, direttore di quel Museo, e il prof. B. Greco, che sta eseguendo la illustrazione dei lamellibranchi della collezione Figari, come ne ha illustrati i gasteropodi e i cefalopodi, sono stati così gentili da comunicarmi vari di quegli individui di *Carolia placunoides* integri e con la superficie delle

---

(1) Locard A. — *Illustration des espèces nouvelles de mollusques d. terr. tertiaires inf. de la Tunisie*, 1889 in Thomas. *Exploration scient. de la Tunisie*, pl. X, fig. 6.

(2) Cossmann M. — *Additions à la faune nummul. d'Egypte*. Communications de l'Institut Égyptien, 1901, pag. 19.

valve assai ben conservata. Ho creduto bene quindi di pubblicare, col consentimento dei suddetti professori (1), anche la fotografia di una delle stupende valve comunicatemi, lasciando però che il prof. Greco figuri e descriva ampiamente tutti quegli ottimi esemplari.

Nella tav. XI, fig. 1, 2è rappresentata una valva destra della collezione Figari, vista dall'esterno e dall'interno. All'interno si osserva la forte impressione muscolare, quasi centrale, e la lamina condrofora elevata, trasversale, massiccia, a forma di accento circonflesso, largo e aperto verso l'orlo palleale, nonchè l'apertura bissale in gran parte chiusa; all'esterno si vedono le molte, evidenti strie radiali e la traccia dell'apertura bissale. Si tratta di un individuo nello stadio di *Placunanomia* avanzato.

Nella tav. X, fig. 1 è data la fotografia della valva sinistra di un grande individuo del Gebel Duwi, a superficie in parte esfoliata, ma che tuttavia fa ancora osservare le strie radiali.

Debbo aggiungere che anche Oscar Fraas (2) nel 1867, dando appena un cenno dei caratteri della *Carolia placunoides* Cantr., la indica come striata.

Turritella (*Haustator*) *carinifera*, Desh. (tav. XI, fig. 3, 4).

Il prof. De Stefani e il prof. Greco con la consueta cortesia ed amicizia mi hanno anche comunicati gli esemplari di *T. Ramsis* Greco e della *Mesalia Sphyngis* Greco della collezione di Figari bey. Il prof. Greco, avendo ripreso lo studio di quei gasteropodi da lui figurati e descritti nella bella e importante monografia (3) sui fossili raccolti in Egitto dal Figari, riconosce l'identità della sua *Turritella (Haustator) Ramsis* n. sp. con la *Turr. carinifera* Desh., per quanto riguarda il più grande degli esemplari da lui figurati. Nel fatto l'esemplare giovine della *Turr. Ramsis* (*Op. cit.*, tav. XVI (VIII), fig. 1 *a, b*), logoro, lascia in dubbio se appartenga alla specie del Deshayes; ma questo dubbio non può aver luogo pel grande individuo (*Op. cit.*, tav. XVI (VIII), fig. 2 *a, b*). Il Greco, obbligato di studiare una collezione raccolta in Egitto da chi non era un geologo, dovette, nello stabilire l'età delle varie specie, valersi ragionevolmente del carattere

---

(1) Debbo vivamente ringraziare il prof. C. De Stefani e il prof. B. Greco per le liberalità usatemi e per aver permesso che uno degli esemplari di *Carolia placunoides* con la superficie ben conservata fosse qui rappresentato.

(2) FRAAS O. — *Geologisches aus dem Orient.* Würtemb.-vissenschaftl. Jahresheft. XXII Jahrg., II e III, 1867, pag. 281.

(3) GRECO B. — *Fauna cretacea dell'Egitto raccolta dal Figari bey.* II. Palaeontographia ital., XXII, 1916.

della fossilizzazione, che è molto somigliante a quello dei cefalopodi del Coniaciano da lui esaminati. Il colore del grande esemplare della *Turr. Ramsis* Greco comunicatomi è però anche identico a quello degl' individui dell'Eocene medio del Gebel Duwi. Come abbiamo già detto nella parte geologica, l'Eocene della parte orientale del Deserto Arabico è rappresentato da calcari bianchi, giallastri; talvolta giallo-rossastri, in tutto o in parte spesso silicizzati, e questo tipo litologico è anche quello delle formazioni cretaciche della stessa regione. Si può ritenere dunque per certo che il più grande degli esemplari della *Turr. Ramsis* figurati dal Greco sia identico con la *Turr. carinifera* Desh.

Gl'individui da noi raccolti sul Gebel Duwi corrispondono bene a questo raccolto dal Figari e a quello figurato dal Cossmann (*Op. cit.*, pag. 13, pl. II, fig. 5 e 6), ma sono di forma alquanto più snella.

Mesalia Locardi Cossm.

Sono due esemplari dei calcari eocenici più alti del Gebel Duwi; essi corrispondono bene a quelli eocenici descritti e figurati dal Cossmann (*Op. cit.*, pag. 13, pl. II, fig. 7 e 8). Il prof. Greco ha fatto rilevare gli stretti rapporti della sua *Mesalia sphyngis* del Coniaciano di Egitto con la *Mesalia Locardi* Cossm. e anche con varie specie del Cretaceo. Le relazioni della specie del Greco con la *Mesalia Locardi* sono strette, a dir vero, e il colore e la natura della roccia fossilizzante degli esemplari raccolti da noi e di quelli del Figari è lo stesso; però le differenze della *M. sphyngis* con la *M. Locardi*, indicate bene dal Greco, specialmente il diverso angolo spirale, sono reali e non permettono l' identificazione di queste due specie.

La fauna che abbiamo citata, per quanto piccola, dimostra che il gruppo più elevato dei calcari eocenici del Gebel Duwi rappresenta la parte superiore del *Piano del Mokattam* o precisamente quella a *Carolia placunoides* Cantr. (*Carolia-Stufe*, Blanckenhorn), che corrisponde al Luteziano superiore.

Non possiamo escludere che nella spessa massa dei calcari a noduli e liste di selce esista pure la parte inferiore del *Piano del Mokattam* (*Gizehensis-Stufe*, Blanckenhorn), nel quale si presenta pure la *Carolia placunoides*. Questa specie infatti al Gebel Duwi si raccoglie, oltre che nei calcari silicizzati o sabbiosi più alti, in quelli biancastri intermedi tra il gruppo a *Callianassa* e quello superiore a *Carolia*; ma per ora non conosciamo altre ragioni paleontologiche per potere assegnare quegli strati alla parte inferiore del *Piano del Mokattam*.

Lo spesso insieme dei calcari eocenici del Gebel Duwi e del Gebel Nakheil sta, come abbiamo già detto, in concordanza sul Cretaceo superiore. Dagli strati che al Gebel Duwi contengono la fauna dei *weisse Kreidekalke* del Deserto Libico si passa, con intimo legame, a quelli a *Callianassa* dell'Eocene inferiore (parte superiore del Piano Libico, Zittel) e da questi agli altri dell'Eocene medio (*Piano a Carolia*). Di già lo Zittel nella sua grande monografia sulla geologia del Deserto Libico (1) ha fatto ben rilevare la intima connessione del Cretaceo superiore con l'Eocene inferiore, in modo che non può stabilirsi una linea retta di divisione tra l'uno e l'altro. Il Blanckenhorn (2) fa osservare che tale fatto è vero per quanto riguarda il Deserto Libico; ma che nelle regioni africane a N., N. E. ed E. di questo è frequente la mancanza del Daniano e del più profondo Eocene e che l'Eocene è spesso in discordanza sul Cretaceo, il che indica, secondo lo stesso autore, una lacuna per ritiro del mare durante le ultime fasi del Cretaceo e la parte inferiore dell'Eocene. La lacuna accennata non è però generale in queste regioni; infatti nel Galala Sud si presenta la parte inferiore del Piano Libico, cioè il Suessoniano inferiore, mentre al Gebel Duwi e al Gebel Nakheil si osserva quella superiore di tale Piano, a cui si sovrappongono gli strati corrispondenti al *Piano del Mokattam* (Luteziano). Questo insieme eocenico sta in concordanza e stretto legame sul Cretaceo superiore.

Tra il Gebel Nakheil e il Mar Rosso poggia in forte trasgressione sul Maestrichtiano la serie gessoso–salina, con conglomerati, gessi, anidrite, salgemma, calcari spesso coralligeni e marne varicolori. Questo gruppo è stato riferito al Miocene superiore dal Cortese e potrà essere oggetto di un altro studio descrittivo.

Palermo, novembre 1917.

---

(1) Zittel K. A. — *Geologie u. Palaeontologie d. libyschen Wüste.* I Th. Palaeontographica, XXX, 1883.

(2) Blanckenhorn M. — *Neues z. Geol. u. Pal. Aegyptens.* II. *Das Palaeogen.* Zeitschr. d. d. Geol. Ges., III Bd., 1900.



Fig. 1. — Gebel Duwi (estremo sud) - *Sezione naturale sul varco di Beida*, pag. 7.

1, Santoniano (*Arenaria della Nubia*); 2, Campaniano; 3, Maëstrichtiano; 4, Daniano; 5, Eocene inferiore (strati a *Callianassa*); 6, Eocene medio (strati a *Carolia*).



Fig. 2. — Kars-el-Banhat - *Rupe di arenaria della Nubia*, pag. 7.



Fig 1-3. — *Trigonoarca multicostata* Newt. (Maëstr., Gebel Duwi) - Fig. 4. — modello interno della stessa con impronta di cardine (Maëstr., Geb. Kosseir el-Khadina). pag. 12.

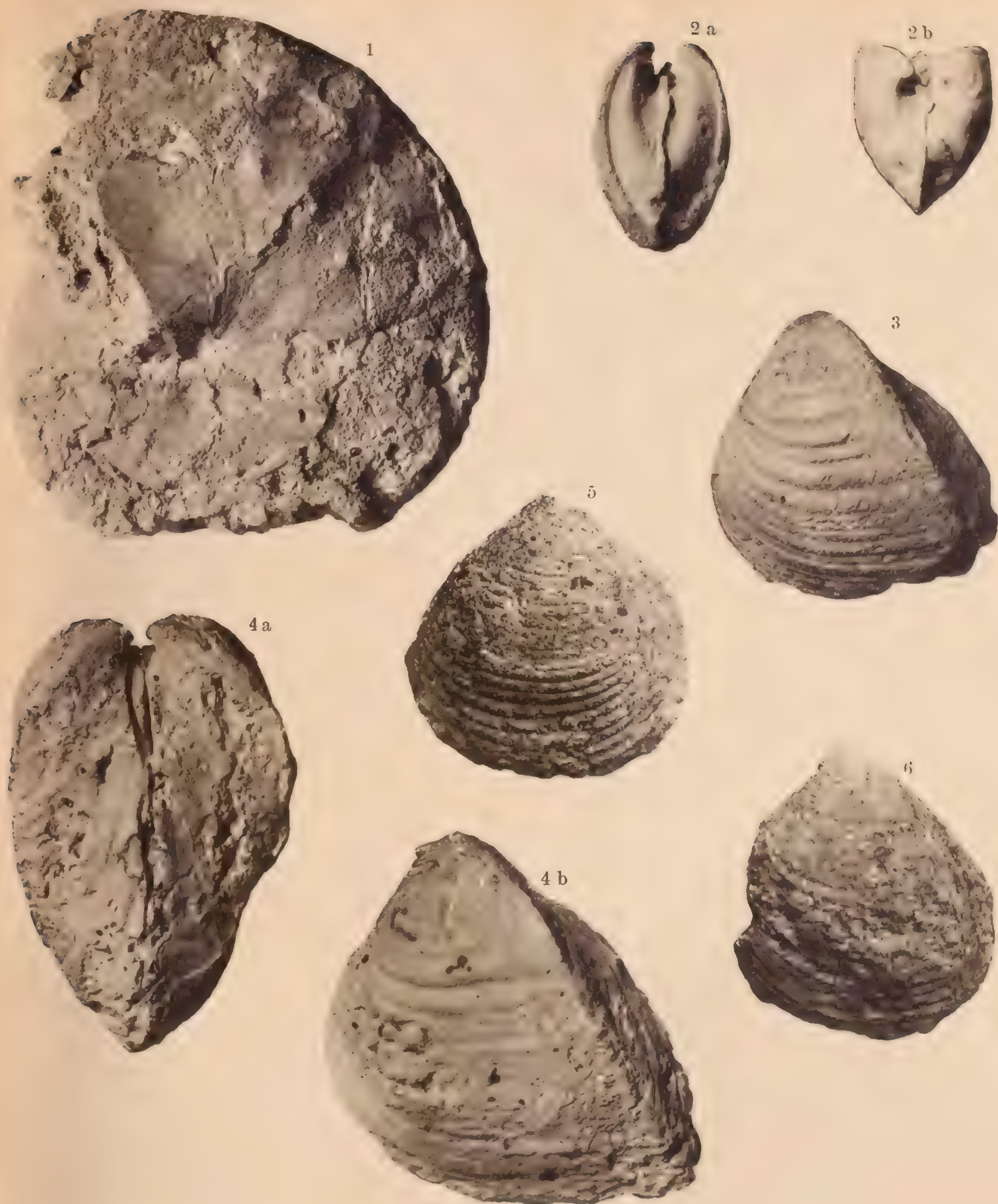


Fig. 1. — *Indoceras Ismaëlis* Zitt. (Maëstr., Geb. Kosseir el Khadim), pag. 14. - Fig. 2*a*, *b*. — *Roudaireia Drui* Mun.-Ch. mod. int. (Maëstr., G. Kosseir), pag. 13. - Fig. 3, 4*b*, *b*. — *R. Drui* (Maëstr., G. Kosseir) pag. 13. - Fig. 6. — *Protocardia biseriata* Conrd. (Maëstr., G. Duwi), pag. 12.

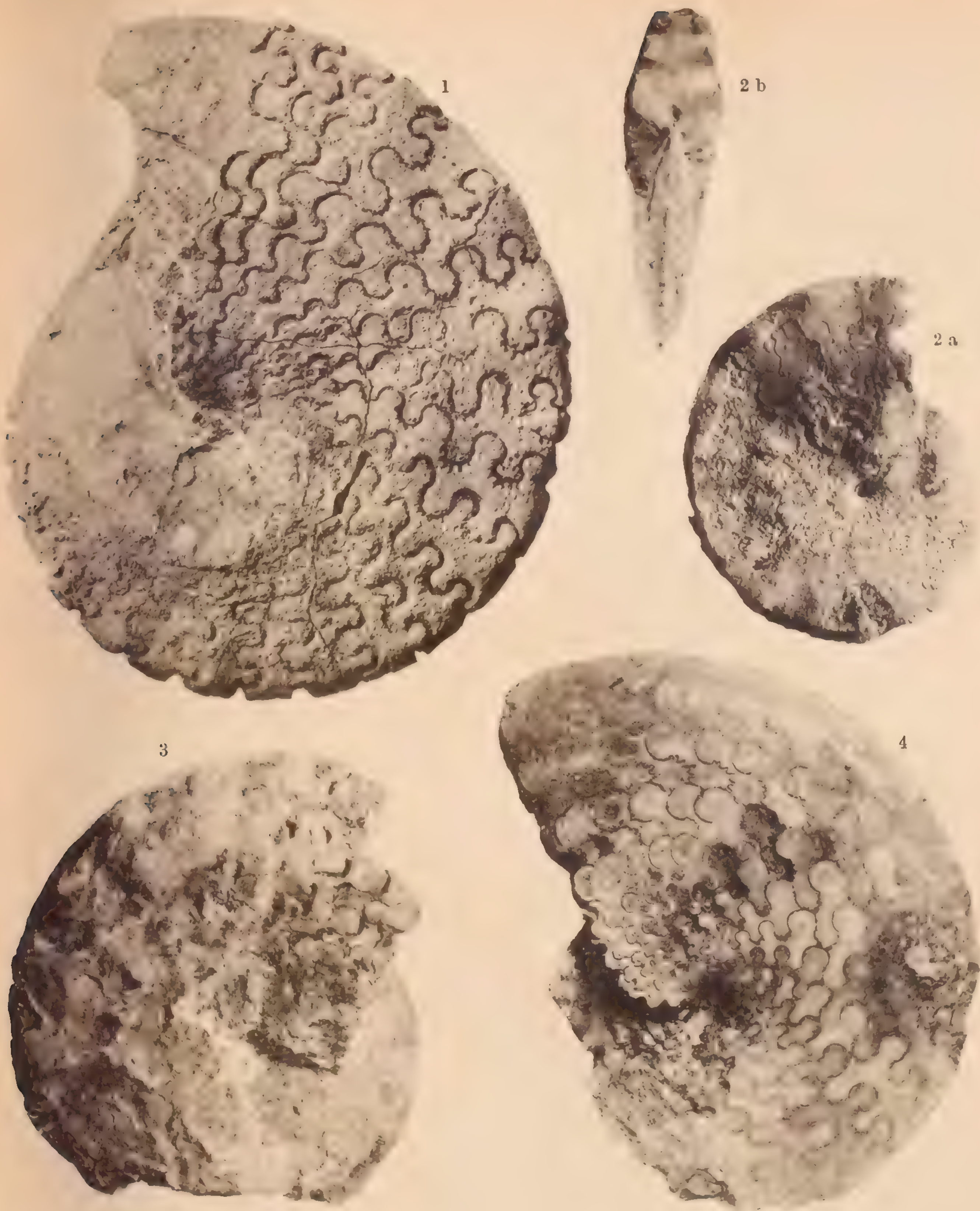


Fig. 1-3. — *Indoceras Ismaëlis* Zitt. (Maëstr., G Kosseir), pag. 14. - Fig 4. Esempl. della stessa specie del Maëstr. di Sciaranna pr. el-Sibaíya, pag. 14.



Fig. 1. — Filovia di el-Sibaiya - *Ponte protettore sulla ferrovia*, pag. 20.



Fig. 2. — Estremo della Filovia di el-Sibaiya in periodo di Nilo in pieno, pag. 20



Fig. 1. — Impronte di cunei nel granito roseo (Bir Foakir), pag. 27.



Fig. 2. — Geroglifici nella casa di *Breccia verde* dell' Uadi Hammamat, pag. 28.



Fig. 3. — Antiche abitazioni dei cavatori di granito roseo (Bir Foakir), pag. 27.



Fig. 1. — Uadi Ambagi (Kosseir) - *Terrazza fluviale quaternaria*, pag. 30.



Fig. 2. — Uadi Ambagi (Kosseir) - *Terrazze fluviali quaternarie in due ordini (in fondo montagne di diabase)*, pag. 30.



Fig. 1. — Uadi Ambagi (Kosseir) - *Cono di deiezione (in fondo montagne di diabasi)*, pag. 30.

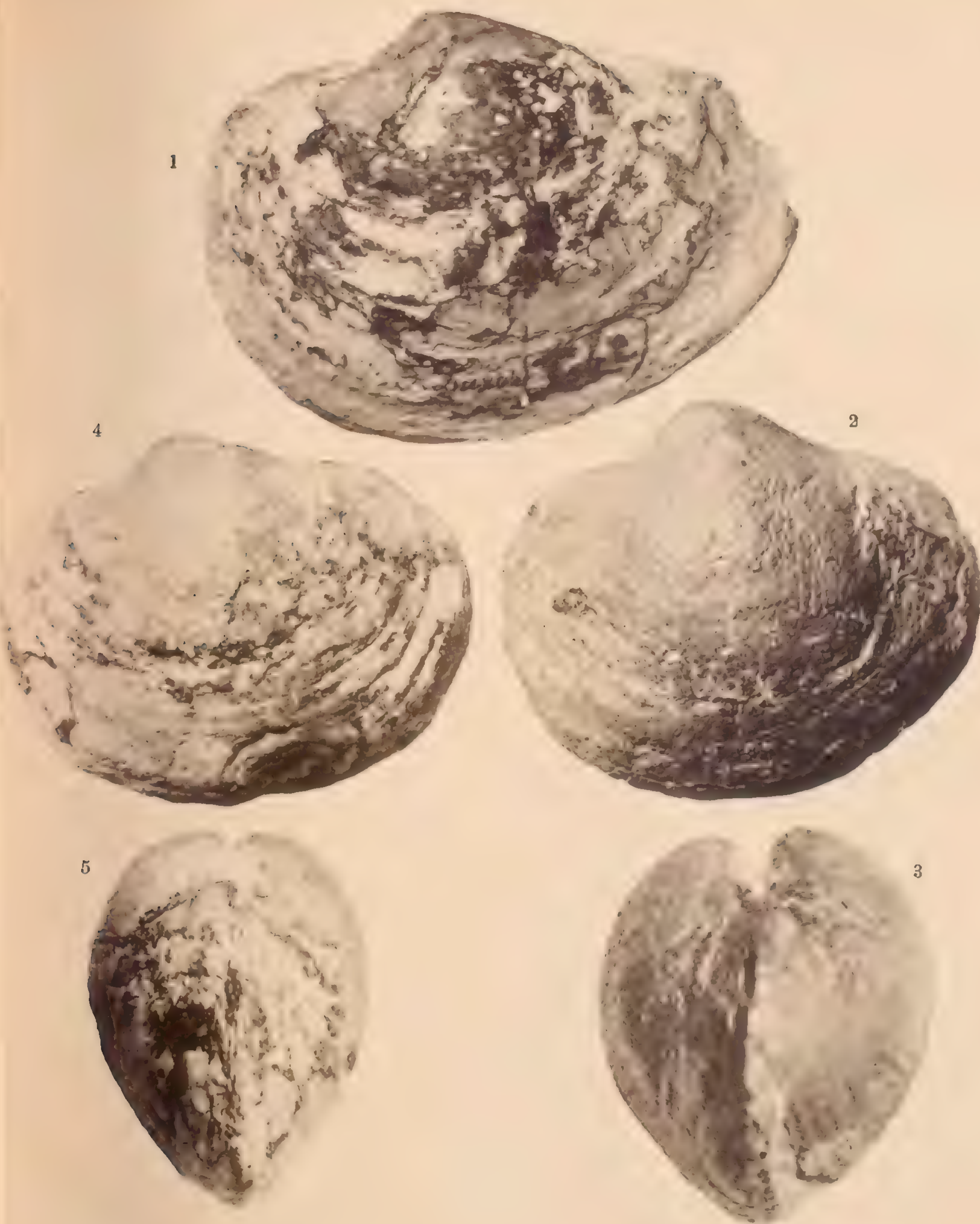
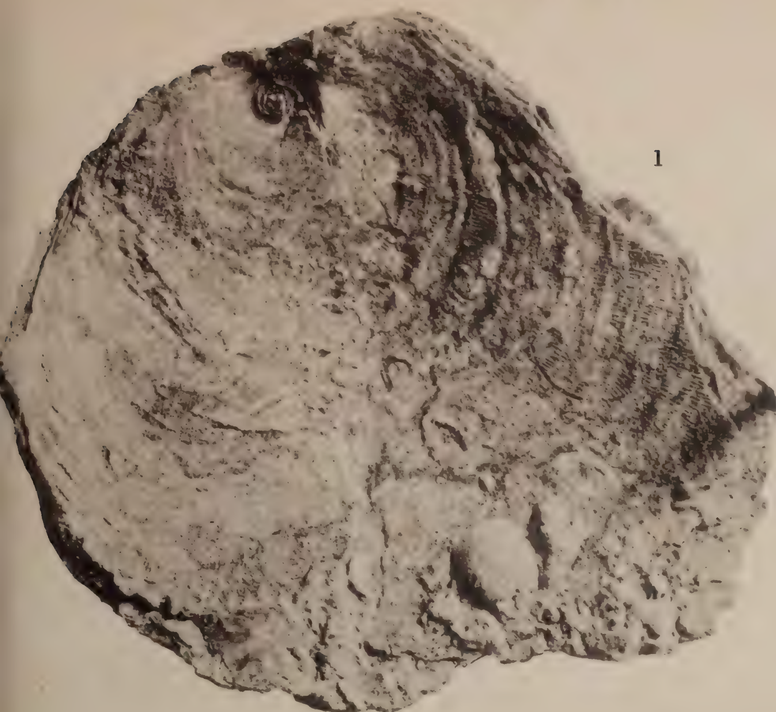


Fig. 1-2. — *Lucina thebaica* Zitt., valva sinistra. - Fig. 3. — *Id.* v. dalla parte poster. (Eocene inf., Tebe-Luxor). - Fig. 4. — *Id.* v. sin. - Fig. 5. — *Id.* v. dalla parte ant. (Eoc. inf., Gebel el Helia).



Fig. 1. — *Carolia placunoides* Cantr. v. sin. (Eoc. m., G. Duwi), pag. 37. - Fig. 2-3, *Alectryonia Villei* Coq v. destra (Camp., G. Duwi, al Varco di Beida), pag. 7. - Fig. 4-5. — *Terebratula carnea* Sow., G. Duwi), pag. 21.


1


3


5


2


4

Fig. 1-2. — *Carolia placunoides* Cantr. v. d. (Eoc. m., Uadi el-Arabah). Coll. Figari in Firenze, pag. 37. Fig. 3-4 — *Turritella carinifera* Desh. (Eoc. m., G. Duwi), pag. 37. - Fig. 5. — ***Spondylus Dutempleanus*** d'Orb. v. s. (Dan., G. Duwi), pag, 34.

II.

Prof. TORQUATO TARAMELLI

OSSERVAZIONI GEOLOGICHE
lungo le nuove strade militari della provincia di Como al confine svizzero

Il desiderio da me espresso nell'ultima seduta del Comitato Geologico, di percorrere le strade militari di recente costruite nella regione tra il Verbano ed il Lario per osservarvi gli escavi in roccia, mentre erano ancora freschi e non coperti da vegetazione, non soltanto fu accolto benevolmente dal R. Ministero, ma convertito in un incarico, di cui mi tenni molto onorato.

Per i buoni uffici dell'illustre collega generale Gliamas e di S. E. il sottosegretario on. Cermenati, il Comando Supremo ha accolto la proposta del sig. Direttore dell'Istituto Geografico Militare che io fossi accompagnato e coadiuvato da un ufficiale topografo, che riportasse esattamente sulle tavolette al 25 000 la posizione degli affioramenti più notevoli, e questi fu l'egregio maggiore cav. Ettore Puccini. Il comando dell'occupazione *Avanzata Nord* ne concesse le più utili facilitazioni ed i mezzi di trasporto e dai Direttori dei singoli lavori ebbimo informazioni sui particolari di alcuni escavi.

Nel presentare un breve rapporto delle osservazioni fatte porgo alle sullodate autorità ed all'egregio cav. Puccini i più vivi ringraziamenti, lieto che anche in quest'occasione siasi reso manifesto il legame tra la conformazione del suolo e la struttura e costituzione

dei terreni, nonchè l'importanza di queste nozioni per l'andamento delle opere edilizie e di difesa.

1° *Osservazioni nella Valtravaglia.* — Per quanto risguarda la Valtravaglia ed i monti tra la Morgorabbia ed il Ceresio, non ho creduto necessario procedere a rilievi molto dettagliati, ritenendo che questo lavoro tra non molto potrà essere compiuto con maggiore profitto dai signori Geologi dell'Ufficio, i quali già hanno raccolto molti materiali per il rilièvo di questa regione. Alcuni miei lavori, pubblicati a più riprese a complemento della Carta Geologica dell'ing. Emilio Spreafico, le note del prof. E. Mariani, dello Schmidt, gli abbozzi inediti delle tavolette Ghiffa e Germignaga da me coloriti, che pongo a disposizione dell'Ufficio Geologico, forniscono una sufficiente copia di indicazioni per potere con discreta sicurezza determinare l'andamento delle formazioni colà affioranti, ad onta delle gravi difficoltà causate dalla fitta vegetazione e dallo sviluppo delle formazioni glaciali. Sulla tavoletta Germignaga, unita alla presente relazione, ho segnato gli affioramenti visitati in una gita da Mesenzana al passo di S. Michele, quindi a Brissago, Roggiano e Luino.

Da Mesenzana alla vetta del S. Martino si attraversa tutta la serie in chiarissime sezioni, cioè: i *micascisti* nel torrente Chiesone; i *porfidi bruni* e gli *agglomerati porfirici* sotto le morene del Pianazzo; la *dolomia inferiore* del trias medio (S. Salvatore, Esino) fino all'alpe Cavoglio; un piccolo spessore di scisti giallo-bruni *raibliani;* la *dolomia principale* fin quasi alla cima. Questa però, dove sta la Chiesetta di S. Martino (1087), come indica la carta dello Spreafico, è costituita da calcare selcifero del lias inferiore, che si sviluppa lungo tutta la cresta fino al Pizzo di Arcumeggia, detto sulla carta M. della Colonna (1203). Da quì discendendo al passo di S. Antonio (629) e sotto al calcare del lias si ritrova la dolomia principale, poi i calcari marnosi raibliani alla sella e muovendo verso il passo di S. Michele (792), di nuovo la dolomia inferiore. Sulla carta dello Spreafico sono indicati appena sotto la cresta del versante settentrionale e sul lato orientale del M. S. Martino anche i due piani del-

l'infralias, cioè gli scisti neri e la dolomia a *Conchodon;* ma occorreranno più diligenti osservazioni per constatare l'esistenza e l'andamento di queste formazioni, che nel circondario di Varese di solito sono confuse nella natura dolomitica della roccia, come vedremo trattando della serie riscontrata nei dintorni di Viggiù. Ricordo come in questi dintorni, sopra Cantevria, il geologo austriaco Hauer abbia raccolto fino dal 1856 degli esemplari di grosse bivalvi nella dolomia, che egli ritenne del lias inferiore e che nel tratto dal passo di S. Antonio ad Arcumeggia io raccolsi delle *Goniomya*, delle Ammoniti e delle ossa di rettili dello stesso piano. Ricordo altresì come le mie ultime osservazioni nella località fossilifera del Galletto, a sud di Caldè, presso il casello 20 della ferrovia, abbiano corretto il precedente mio riferimento all'infralias dei fossili quivi raccolti, in prevalenza Lingule e Mioforie mal conservate, mentre spettano di fatto al raibliano. Quindi la serie formante i Pizzoni di Laveno non corrisponde a quanto è indicato nella carta dello Spreafico e in realtà nemmeno alla mia, pubblicata nel 1884; rimanendo però fuori di dubbio che i calcari liasici entrano a formare la massima parte dei detti Pizzoni, foggiati, a quanto pare, in una stretta anticlinale, erosa in corrispondenza al circo della Valle di Vararo (726), occupato in gran parte da morena. Siccome poi la forma dolomitica, non solo è assunta dai due piani dell'infralias ma spesso invade anche gli strati più profondi del lias inferiore, così per sbrogliare la serie, tanto nella catena dal S. Martino al Pizzo di Arcumeggia come nei Pizzoni di Laveno, che ne formano la continuazione, occorrerà un rilievo assai particolareggiato delle nuove strade e dei sentieri, che percorrono quelle motagne. Le località fossilifere del lias superiore e medio di val Marianna e del lias inferiore presso Arcumeggia potranno servire di orientamento in tale ricerca. Per il versante settentrionale poi dei Pizzoni di Laveno, credo utile rammentare gli affioramenti di porfido quarzifero bolloso, che io ho osservato alle origini del rio Caldè, dove affiora anche il micascisto, ed in altre due località sotto a C. Pianizzo, all'incirca dove arriva la morena. Seguono in alto le rupi dolomitiche, livellate da quel ma-

gnifico terrazzo orografico, che appunto si spiana al Pianizzo all'altezza di 720 m. cosparso esso pure da massi erratici. Ai detti affioramenti porfirici si devono poi aggiungere gli altri, che ho segnato già nella mia carta nella valle della Burada ed a C. Profarè, sopra Muceno, nonchè un altro affioramento lungo il torrente Froda (torrente Caldè sulla carta topografica); località opportune, che possono fornire buona copia di campioni per uno studio di questi porfidi in confronto degli altri della Punta di Arolo, di Angera e di Arona, nel bacino Verbano. All'aspetto essi sono molto differenti dai porfidi bruni a piccoli cristalli feldispatici rosei o rossicci che si trovano a Mesenzana e nelle altre località della valle Morgorabbia.

La serie discendente dalla dolomia media al micascisto si riscontra assai regolare anche nel M. Pian della Nave (1059) (M. Colonna nella carta svizzera ed austriaca), rimarcandosi quivi uno sviluppo alquanto maggiore di calcari marnosi keuperiani ed una rilevante potenza di porfido bruno presso alla C. Giorgetti. Si osservano anche delle arenarie rosse, con fucoidi analoghe alla *pietra simona* della Valcamonica, che notai pure presso al porfido nell'accennata località di C. Profarè e presso Ligurno; ma non ho potuto constatare sicuramente in quali rapporti fossero queste arenarie colla massa porfirica. Più a nord, a breve distanza dal paese di Roggiano, sotto a C. Ferini, si osserva il porfido e sotto di esso in precedenti mie escursioni ho notato un conglomerato a ciottoli quarzosi, che mi pare distinto dal conglomerato con ciottoli porfirici, che si osserva tra Germignaga e le Fornaci di Bedero, così lungo la strada comunale come nel breve tratto tra le due gallerie della ferrovia, alla base della dolomia inferiore, che costituisce il dosso coronato dalla Canonica di Bedero (405). Questa dolomia inferiore affiora anche nella valletta laterale alla Canonica e ricompare più ad oriente, direttamente adagiata sul micascisto nel versante di sinistra della Morgorabbia, tra C. Passero e la Fornace.

I massi erratici osservati sul pianoro di C. Pianizzo non rappresentano l'altitudine massima raggiunta dal ghiacciaio; poichè altri grossi massi di rocce alpine, quali gneis, micascisti ed un marcatis-

simo scisto grafitico, che proviene probabilmente dal Lucomagno, si osservano sino alla vetta del Pian della Nave (1059), a riprova che tutta quest'area della Valtravaglia fu sepolta dal ghiacciaio anche nell'ultima glaciazione, sporgendo soltanto le creste dal S. Martino ai Pizzoni di Laveno. Il mantello morenico si spinge quivi raramente oltre gli 800 m. e si possono rimarcare anche dei terrazzi non molto continui, alle altitudini di circa 550, 430 e 370 m.; esso però lascia scorgere in molti siti, appena che sia alquanto inciso dai torrentelli, più o meno estesi affioramenti di micascisto, che per taluni tratti si mostra stupendamente arrotondato, in particolare a nord di Roggiano sulla dorsale che separa la valle della Morgorabbia dalle prime origini del torrente S. Giovanni o rio Mora, che sbocca a Germignaga. Questo mantello morenico, oltre all'essere così profondamente eroso da mostrare in più siti la roccia in posto arrotondata, si presenta poi con varia struttura: o di pretta morena freschissima, a cemento fangoso ed a struttura caotica, oppure di morena rimaneggiata, in particolare in quell'altipiano frastagliato che porta le amene frazioni di Naśca, Sarigo, Ligurno, Musadino e Brezzo del Comune di Valtravaglia. Nè mancano depositi lacustro-glaciali, dei quali uno fu da noi rilevato presso la strada di recente costruita a sud di Ronchi, nella valletta di S. Giovanni. Quivi gli strati di argilla lacustre assai fitti o regolari, erano quasi orizzontali e non disturbati; ma in una località da me osservata alcuni anni or sono, sulla sinistra della stessa valletta ed alquanto più in basso, altre argille lacustro-glaciali, in parte colorate in giallo per alterazione, erano contorte ed arricciate, mostrando evidente l'effetto della pressione esercitata dal ghiacciaio che ritornava a coprire un' area prima abbandonata.

Perciò ritengo che un minuto e sistematico esame di questa ampia estensione di terreno glaciale possa fornire importanti notizie, non solo circa all'ultima glaciazione ma anche per le glaciazioni precedenti, in rapporto con le traccie che di queste glaciazioni si sono raccolte in altri punti del bacino Verbano, quali i dintorni di Baveno e di Angera. Noto in proposito le argille interglaciali con impronte vegetali trovate dal Penck presso S. Pietro di Valtravaglia.

Una minuta revisione dei recenti lavori stradali contribuirà certamente a rendere più dettagliato un tale confronto, oltre al poter stabilire più precisamente il confine ed il collegamento dei molti affioramenti di roccia in posto, che si trovano nel versante occidentale del M. Pian della Nave e che non ho creduto necessario per ora di visitare, potendo questo lavoro essere fatto dopo guerra, con maggiore agio, dai rilevatori dell'Ufficio Geologico.

Tra le formazioni più recenti di questa porzione settentrionale della Valtravaglia accennerò infine ad un tratto di terreno torboso e paludoso, che si estende all'origine del rio Mora ad oriente di Brezzo, presso la quota 500, e che potrebbe corrispondere ad un laghetto morenico naturalmente prosciugato.

Non ho creduto per ora necessario percorrere le nuove strade lungo il versante orientale della Morgorabbia per Bosco, Montegrino e Voldomino, perchè quivi si sviluppano quasi esclusivamente micascisti e gneis minuti con qualche piccolo lembo di morena, e soltanto nei dintorni di Voldomino si ha la serie della dolomia inferiore e dei sottostanti porfidi e conglomerati porfirici negli stessi rapporti che nei dintorni di Mesenzana. Così per le nuove strade attorno al M. Pian delle Nave a ponente di Marchirolo e del Pianbello tra la Valganna ed il lago di Lugano, dove è prevalente lo sviluppo dei porfidi, non ritenni urgente la rivista, sia perchè le rocce sono molto compatte e gli scavi si potranno esaminare comodamente in seguito, sia perchè per tornare proficuo, l'esame avrebbe dovuto essere assai lungo e seguìto da studi litologici, in base ad osservazioni microscopiche sopra sezioni, quali ora non si possono facilmente ottenere; pensai quindi più opportuno il limitarmi a quelle località ove fosse più numerosa e più svariata la serie dei terreni e più frequente la presenza di orizzonti fossiliferi.

2°. *Osservazioni nei dintorni di Viggiù e di Besano.* — Sino dal 1857 lo Stoppani chiamava l'attenzione dei geologi su quella piccola catena di monti tutta tagliata a picco verso nord, con pendìo invece abbastanza agevole verso sud, che sorge nelle vici-

nanze di Arcisate, Viggiù e Saltrio con grande sviluppo dei calcari e delle dolomie liasiche e presso alle falde con tutta la serie mesozoica sino alle arenarie ed alle marne variegate della Creta superiore. Quivi infatti le numerose cave aperte nel calcare arenaceo e nelle brecce policrome del lias inferiore a Brenno, Viggiù, a nord di Saltrio e tra Arzo e Meride, hanno fornito un ricco materiale di fossili, che studiati da parecchi paleontologi ebbero più recentemente una larga illustrazione a merito del nostro collega prof. C. F. Parona. Per essere quei dintorni stati visitati da molti osservatori, non si sarebbe pensato che appunto a breve distanza da Viggiù coi recenti lavori della strada militare, che col percorso di cinque chilometri da quel paese sale in vetta al M. Orsa (993), si avesse a trovare un bacino ricchissimo di grosse bivalvi (*Megalodon* o *Conchodon*) in un calcare leggermente dolomitico, che all'apparenza si sarebbe riferito decisamente alla dolomia principale. Interessava fissare i rapporti stratigrafici di questo affioramento anche per averne norma pei riferimenti delle vicine località fossilifere.

Nel paese di Viggiù il calcare liasico, grigio o gialliccio per alterazione, più o meno selcifero, affiora in molti punti dell'abitato generalmente con direzione nord-est ed inclinazione a sud-est; ma nella parte sud dell'abitato stesso e nel versante nord del M. Scerè (505) e del dosso di S. Martino (530), piega invece a nord-ovest, accennando ad una sinclinale in corrispondenza al paese. Questa sinclinale poi si allarga più ad oriente e da quanto si può rilevare lungo i solchi scavati dai torrenti nel mantello morenico, essa accoglie il lias medio e superiore, rappresentati da alcari grigi e variegati, da calcari rossi e da marne ammonitifere; quindi i diaspri rossi ad aptici del giura ed i calcari bianchi del neocomiano (*maiolica*), limitati alla porzione più vicina al confine, presso alla dogana tra Saltrio ed Arzo. Dobbiamo quindi modificare le indicazioni della Carta dello Spreafico, per quanto risguarda il tratto di falda tra Viggiù ed il confine, ad un dipresso come ho indicato nella tavoletta, che ho rilevato in compagnia del sig. Maggiore Puccini.

A proposito del mantello morenico, ricordo i grossi erratici di

porfido bruno, che si trovano presso l'albergo delle Alpi di Viggiù a circa 520 m., appena a nord di Saltrio (650), al Molino di sopra ad ovest di Clivio (445) e sulle falde dell' Orsa a circa 800 metri. Presso la stazione Bisuschio-Viggiù ed al principio della salita del sentiero che da Piamo sale a Viggiù, si osserva una morena antica ferrettizzata, che poi si ritrova pressochè alla stessa altitudine nel rilievo collinesco dalla Madonna di Useria alla Cà dell'Oro di Arcisate.

Procedendo a nord di Viggiù lungo la strada di recente costruita trovasi il calcare selcioso del lias inferiore alla Villa Rasetti, con direzione nord 70° est ed inclinazione 38° sud-est; al ponte della Puaggia, con direzione nord 65° est ed inclinazione 32° sud-est; alla prima Cappelletta oltre al ponte, con direzione nord 55° est ed inclinazione 25° nord-ovest; manifestandosi così una prima curva, che poco più avanti si presenta complicata da un salto in un piano fortemente inclinato ad est. Segue per un piccolo tratto la morena, poi riaffiora il calcare selcioso grigio colla solita direzione nord-est ed inclinazione sud-est. Dopo la prima svolta, sotto al calcare grigio compare un calcare brecciato rosso, analogo a quello di Arzo, con tracce di crinoidi, coperto da un calcare grigio, non selcifero, che però si trova anche sotto a detto calcare rosso. Alla seconda svolta, ecco comparire negli strati di calcare grigio non selcifero, sottostante immediatamente al calcare rosso, un banco con grosse bivalvi, dal quale furono estratti moltissimi modelli, i più deformati, ma taluni suscettibili almeno di una approssimativa determinazione generica. Fortunatamente in un grosso masso, ora di proprietà del sig. Rasetti, trovai due esemplari di *Lepiconus*, corallario caratteristico dell'infralias superiore dell'Azzarola. Questo banco fossilifero ha direzione nord 60° est ed inclinazione di 22° sud-est e fa parte senza dubbio della formazione liasica, che striscia alle falde di quei monti, come è segnato con molta esattezza nella Carta dello Spreafico. Si può quindi escludere sicuramente che quelle grosse bivalvi appartengano alla dolomia principale. Ricordo come altre grosse bivalvi furono trovate dallo stesso Spreafico presso Tremona, appena al di là del confine Svizzero, e dallo Stoppani in un masso di

calcare dolomitico presso la Madonna del Monte di Varese; ma per queste località non vi è la prova dei rapporti stratigrafici quale invece esiste per il banco trovato dai lavori stradali alle falde del Monte S. Elia. Continuando per la strada, quando si attraversa il sentiero che va da Viggiù a Besano passando per la sella a quota 662 tra i monti S. Elia ed Orsa, trovasi la dolomia principale, tutta infarcita di alghe calcari, probabilmente *Diplopore*. Siamo circa a due chilometri da Viggiù; tutto il rimanente della strada e le opere di difesa scavate presso la vetta del Monte Orsa (993) trovansi nella dolomia principale, pur'essa diretta quasi sempre a nord-est. Presso alla vetta, si manifestano nella dolomia delle ampie fratture, quali parallele, quali normali alla direzione e la roccia si presenta tutta corrosa, in alcuni punti come un cumulo di grossi massi franati. Furono trovate anche delle cavità a guisa di grotte, talune riccamente tappezzate di stalattiti ed altre così ampie, che poterono accogliere buona parte dei materiali estratti da alcune gallerie. Tutto il crinale dal Monte Orsa al Monte Pravello (1018) si mostra come avesse subito una violenta commozione determinatrice di frane e ciò ricorda come a breve distanza la cresta del Monte Rho di Arcisate (938) abbia dato luogo a quel vasto scoscendimento, probabilmente preistorico, che si stende alle Ravasine di sopra (379) e di sotto (375), chiudendo presso Arcisate una bassura, in cui si raccolse il laghetto di Ponte (355). Altre frane molto ingenti di epoca ignota si associano al detrito di falda in tutto il versante settentrionale del Monte S. Elia, dell'Orsa e del Pravello.

Nella dolomia principale i fossili sono molto rari; presso alla fornace a nord di Bisuschio si raccolsero alcune impronte di gasteropodi e di avicule; lungo la strada recentemente costruita, ho potuto osservare soltanto delle alghe calcari; ma la posizione stratigrafica di questa massa dolomitica è precisata dal fatto che valicata di poco la suaccennata sella col sentiero che va a Besano, si trovano prima di C. Bernasca gli scisti bituminosi del keuper e sulla sinistra del rio Garavoni, le marne variegate dello stesso piano.

Nelle vicinanze di Besano, il tracciato delle nuove strade per-

mise di confermare quasi esattamente le indicazioni della Carta dello Spreafico. Gli scisti marnosi keuperiani, sempre alternati con strati di calcare dolomitico o di calcare marnoso e tormentati da continui arricciamenti, si estendono tra la dolomia dei monti Orsa e Pravello, ed un'altra evidente zona dolomitica dello spessore di circa 60 m. che in direzione di nord-est si accompagna continua dal dirupo incombente su Besano fino al passo di Monte Casolo (613), separando nettamente gli scisti keuperiani dalle arenarie variegate. Gli *scisti ittiolitici* di Besano, che furono di recente scavati per l'estrazione dell' ittiolo e dei quali la fauna fossile fu illustrata dal compianto prof. Bassani, si trovano a più livelli nella parte inferiore di questa massa di scisti keuperiani, compresa tra la dolomia inferiore, che possiamo riferire al *muschelkalk*, e la dolomia principale. L'erodibilità di questi scisti, rispetto alle due dolomie, permise che all' affioramento di essi corrispondesse una serie di profonde vallette, che confluiscono al rio dei Poncini, sopra Porto Ceresio, al rio del Vallone ed al rio del Ponticello, che vanno al Ceresio col rio Molinazzo. Queste vallette, profonde e boscose, hanno inciso gli scisti dopo di avere isolati più o meno vasti lembi di morena, dei quali i più alti toccano quasi 800 m. presso il passo dell'Albero della Sella (903), da cui si scende oltre il confine svizzero a Meride. Questo tratto a levante di Besano è percorso in più sensi dalle strade di recente costruite e permette di vedere le stranissime contorsioni degli scisti keuperiani, arricciati e compressi tra le più resistenti e meno tormentate masse delle due dolomie.

E' singolarmente notevole la formazione delle *arenarie variegate*, da riferirsi sicuramente al trias, che sta sotto alla dolomia inferiore, ed è seguita per un buon tratto dalla diramazione stradale diretta verso il M. Casolo. Trattasi di una potenza di strati non superiore a una quarantina di metri, che verso l'alto presenta i più graduali passaggi dalla dolomia in fitti straterelli ad alcune marne gialliccie, e verso il basso ad arenarie minute e più sotto grossolane, di colorito grigio. Ancora più in basso, alle arenarie grigie sottentrano banchi più potenti di arenarie e conglomerati

rossi e si arriva a delle puddinghe quarzose che non si distinguerebbero dalle anageniti, riferite in tutta la Catena Orobica al permiano. Sebbene al disotto di queste puddinghe si trovino i porfidi bruni, assai sviluppati nei dintorni di Porto Ceresio ed al M. Grumello (690), esse non contengono ciottoli di porfido e molto probabilmente corrispondono alle anageniti del S. Salvatore presso Lugano ed alle rocce analoghe di quella stretta zona che dai dintorni di Bisuschio passa in Valganna quindi alle sorgenti dell'Olona a sud di Brinzio. Sotto la cascata del rio Ponticello, presso Besano, queste arenarie presentarono tracce di vegetali, forse Calamiti.

Lungo la strada nuova, alla risvolta per attraversare il Vallone, abbiamo trovato dei filoni di *barite*, diretti a nord 65° est ed inclinati di 55° a nord-ovest. Arenarie e filoni di barite erano poi rotti da salti, con bei liscioni spalmati di manganese ed inclinati di 35° a sud. Altri filoni di barite si osservano al M. Grumello, dove fu aperta una cava, ed altri ancora ne vidi anni sono nei porfidi bruni di Brusinarsizio e nei porfidi rossi, più recenti, tra Cuasso al Piano e Poiana. Evidentemente, arenarie ed annesse puddinghe sono da distinguersi, non solo dagli aggregati porfirici, ma anche dalle arenarie sottostanti od alternate ai porfidi, che si osservano nelle accennate località della Valtravaglia ed anche nella importante località di Manno presso Lugano. E' notevole il fatto che, pure essendo tutta la serie del trias inferiore e medio in strati concordanti, anzi che passano gradatamente dalle arenarie alle marne e da queste alla dolomia gialliccia in sottili straterelli, mancano gli equivalenti del Servino a *Naticella costata*, che per quanto si conosce non furono trovati in alcun punto a ponente della valle Brembana.

Per meglio constatare la posizione dei *calcari variegati* e dei *calcari arenacei*, lavorati come marmi, rispetto alla dolomia triasica, ho percorso attentamente i dintorni di Brenno ed il dosso Useria (555), costituito in gran parte di dolomia al pari del M. S. Elia di Viggiù e come questo mirabilmente arrotondato dall'erosione glaciale. Sperava di trovare quivi gli scisti dell'infralias, che non riuscii a scoprire nei dintorni di Viggiù, di Saltrio e di Arzo; ma le mie ripe-

tute ricerche sino ad ora furono vane. Ho osservato però che i calcari leggermente dolomitici, che si scavano ampiamente per uso di calce alle cave presso la Madonna di Useria, presentano bensì degli strati potenti anche oltre due metri, ma ciascun strato è fittamente zonato, quasi che nella formazione di esso si risentissero leggermente quelle condizioni, che avrebbero determinato una sottile stratificazione in un deposito finemente fangoso. Fatto sta che inferiormente a questo calcare zonato si sviluppa la dolomia con alghe calcari, che forma la massa principale del M. Useria in continuazione coi monti Orsa e S. Elia; quindi sino ad ora risulta affatto schematica la distinzione quivi indicata dallo Spreafico.

Al paese di Brenno sonvi poi le cave dei calcari variegati di delicatissime tinte, che si lavorano come marmi e che ricoprono un calcare leggermente dolomitico con tracce di crinoidi, che molto assomiglia alla roccia delle cave più basse del gruppo di Viggiù. Gli strati di questi marmi di Brenno inclinano dolcemente a sud. Non credo che si possa stabilire una sicura equivalenza di questi marmi con quelli di Arzo, nei quali prevale una struttura brecciata policroma; mentre nelle cave di Brenno si osservano le più graduali sfumature di tinte, così da uno strato all'altro come da un punto all'altro dello stesso strato, come mi fu dato di osservare anche nei calcari del lias inferiore del M. Matanna delle Alpi Apuane.

Dovrei dire della determinazione almeno generica delle grosse bivalvi, di cui i nuclei tanto numerosi furono messi in evidenza ed anche isolati coll'accennato scavo alla seconda risvolta della nuova strada alle falde del M. S. Elia. Trattandosi però di nuclei, è il caso di ricordare quanto lo Stoppani scrisse nei suoi *Studi sulla Lombardia* a pag. 87: « non c'è di peggio delle false determinazioni paleontologiche, eppure è tanto difficile il guarantirsene. Se per darne un esempio volesse uno adunare tutte le figure che rappresentano il *Cardium triqueter*, peggio poi tutti i fossili che si trovano nelle collezioni sotto questo nome, certo si troverebbe di aver fatto una copiosa monografia ». Per suo conto il Paleontologo lombardo ebbe il merito di distinguere alcune forme appiattite, cogli umboni poco

ricurvi, riferite al genere *Megalodon* e limitate alla dolomia principale, da altre forme più rigonfie, coll'area cardinale più larga, cogli umboni fortemente retroflessi, riferite al genere *Conchodon*, da lui fondato in base ad una ricostruzione per modellamento della parte cardinale. Lo Zittel fonde questo genere col sottogenere *Neomegalodon*, insieme alle forme distinte da Hoernes per la dolomia principale del Cadore, alle quali si aggiungono le belle specie a valve distintamente disuguali, determinate dal nostro collega prof. C. F. Parona per gli esemplari raccolti a Vallestagna a nord di Bassano. Ritengo tuttavia che il genere *Conchodon* debba essere conservato e con tutta probabilità vi appartengano diverse forme di modelli scavati a centinaia nella località in discorso, le quali pare poco verosimile che così accatastate spettassero a specie ed a generi diversi.

E' poi da ricordarsi che a Tremona, presso Meride, dove furono osservate tre forme distinte di *Megalodon* dallo Spreafico, furono raccolti numerosi steli di pentacrini; perciò è molto probabile che quelle bivalvi entrino nella serie dei calcari liasici, come avviene per le falde del M. S. Elia. E' fuori di dubbio che la zona del *Sasso degli Stampi*, così evidente al M. Galbiga sopra Menaggio, nella Vallassina e nella val Madrera presso Lecco, lungo la quale affiorano così frequenti le sezioni delle grosse bivalvi cardiformi, sia dovunque superiore agli scisti retici e quindi essa pure liasica.

5° *Osservazioni nella valle Intelvi.* — La valle Intelvi, meglio che una valle, è un' ampia depressione tra il lago di Lugano ed il Lario, dovuta alla prevalente erodibilità degli scisti infraliasici, messi a nudo per l'abrasione di un' ampia anticlinale di calcari liasici, che verso sud presenta le creste del Generoso (1704) e del Bisbino ed a nord quell'altra cresta arcuata, che si svolge dal M. Sighignola (1317) sopra Campione, al dosso di Prai (1189) sopra Laino sino ai monti Lenno e Galbiga (1705), che dominano la sella di Menaggio. E' da notarsi però che la gamba settentrionale di questa anticlinale in vicinanza della sella di Menaggio si rialza per formare una complicata uniclinale corrispondente ai monti di Grandola e della Val-

solda; di guisa che anche la depressione da Menaggio a Porlezza corrisponde ad un ampio affioramento degli stessi scisti infraliasici, nei quali è scavata la valle Intelvi. Questa poi non è precisamente una valle unica, ma consta degli alti bacini di tre valli: l'una col torrente Telo scende al Lario ad Argegno verso est, l'altra col torrente Ponna scende verso nord al lago di Porlezza e la terza col torrente Mara si scarica nel lago di Lugano verso sera e sbocca a Maroggia seguendo una stretta gola, incisa in una potente massa di porfidi permiani. Gli alti circhi di queste valli, assai ampi e mollemente modellati, presentano un grande sviluppo di morene, distribuite dai due rami del ghiacciaio abduano, che circondavano il gruppo del Generoso per riunirsi nella depressione di Mendrisio. Ridenti villaggi sono distribuiti in quell'ampia distesa di colli a non molto diversa altitudine; ricordo Lanzo d'Intelvi (870), Scaria (761), Ramponio (774), Pellio superiore (837), Pellio inferiore (714), Laino (671), il capoluogo che è S. Fedele colle sue due frazioni, di sopra (749) e di sotto (727), Blessagno (762), Castiglione d'Intelvi (619), Cerano (562) e Dizzasco (506). Tutti questi abitati alle strade già abbastanza numerose aggiungono attualmente il vantaggio di una rete di strade militari, di cui la più notevole si innalza fino all'accennata vetta della Sighignola, quasi di fronte a Lugano.

La semplicità della struttura geologica, abbastanza esattamente indicata dalla Carta dello Spreafico, non richiedeva che io moltiplicassi le escursioni per percorrere quelle nuove strade; quindi mi limitai a salire da Argegno a Castiglione d'Intelvi, girando nell'ampio bacino dei confluenti del Telo, procedendo poi a S. Fedele, a Pellio ed a Lanzo per salire alla detta Sighignola. Ritornai da Castiglione ad Argegno. Come mostrano le tavolette che presento, ogni incisione del mantello morenico mette a nudo gli scisti infraliasici, perchè lo spessore del terreno glaciale è molto ridotto.

Le morene sono quasi sempre rimaneggiate e si alternano con banchi alluvionali e credo anche lacustri, in particolare presso Laino, Pellio e Scaria; le più elevate si accostano a 1000 m. al piano di Orano a nord di Lanzo e forse ve ne saranno di più alte a nord del

Generoso, dove sono segnate dalla Carta dello Spreafico all'Alpe di Orimento (1273). E' evidente che il rilievo dettagliato, pure limitandosi alle formazioni glaciali, avrebbe richiesto un tempo assai lungo ed era molto al di là del compito, che mi era stato prefisso. Piuttosto, io procurai di rendermi ragione degli affioramenti di dolomia superiore infraliasica, indicati in più luoghi nella carta suaccennata, a nord di Lanzo e di Scaria, tra Pellio e Lanio, a Rovasio, sopra Argegno, nonchè alla cresta della Sighignola tra il calcare selcioso liasico e gli scisti e calcari neri dell'infralias. Ma in nessuno dei punti visitati io ho potuto constatare la presenza di una zona distinta di dolomia, alla base dei calcari liasici. Soltanto quà e là, lungo le risvolte della strada a Schignano, nei dintorni di Blessagno e ad ovest di Lanzo, degli strati fratturati e scagliosi di una dolomia molto bituminosa si frammettevano fra gli scisti ed i calcari neri dell'infralias. Questo risultato negativo non ha altro valore se non come argomento a dimostrare che il rilievo definitivo di quella bellissima regione, ad onta della semplicità della struttura geologica, esigerà la più minuta perlustrazione di tutte quelle località, che sono al contatto tra i calcari selciosi del lias inferiore ed i calcari neri, alternati con scisti carboniosi dell'infralias.

Per quanto mi fu riferito dai signori Ufficiali, che diressero i lavori nella valle Intelvi, non si rinvennero petrefatti e non mi consta che nemmeno i geologi quivi ne abbiano trovati; perciò siamo ancora ridotti all'unica località abbastanza ricca di fossili liasici presso la vetta del Generoso. Nemmeno, per quanto io sappia, la formazione del lias inferiore presenta quivi quelle lenti dolomitiche o di calcare cereo, che osservansi in più siti nel gruppo dell'Albenza e nei monti tra la valle Seriana ed il lago d'Iseo, nella provincia di Bergamo.

Da quanto ho esposto circa la serie delle formazioni dal trias inferiore al lias superiore, parmi che risulti la necessità di una esatta conoscenza della composizione chimica dei calcari e delle dolomie, che si trovano a vario livello, per trarne qualche criterio, che supplisca alla scarsità dei fossili, che si trovano in località tra

loro distanti, in nidi ed in rocce disparate anche allo stesso livello geologico.

Chiudo questi pochi cenni porgendo vivi ringraziamenti alla Presidenza del Comitato, al R. Ministero dell'Agricoltura e dal signor Generale Gliamas per l'opportunità che mi fu procurata di fare una rivista di regioni assai importanti.

III.

B. LOTTI

IL TRIAS FOSSILIFERO DI S. ANTONIO
presso Casal di Pari in Toscana
e i suoi rapporti stratigrafici col verrucano

Gli argomenti da me post avanti (1) contro la tesi sostenuta dal Fucini che il verrucano del Monte Pisano e di altre parti della Toscana debba riferirsi al periodo del Weald, ossia ad un piano di passaggio fra il Giurassico e il Cretaceo (2), erano essenzialmente i seguenti:

1° che il fenomeno della interposizione di calcari dolomitici cavernosi, arenarie, scisti, calcescisti e anageniti fra strati del Giurassico superiore, verificatosi nel Monte Pisano, non si ripete in nessuno dei numerosi gruppi mesozoici circonvicini, nè in altri della Toscana, dell'Umbria e delle Marche e nemmeno nelle Prealpi Lombarde, mentre quelle formazioni si trovano dovunque, fuori del Monte Pisano, al loro posto originario cioè nel Retico, nel Trias e nel Permiano.

2° che la paleogeografia dell'area su cui oggi sorge l'Italia nell'ultimo periodo giurassico non può spiegare la provenienza dell'enorme materiale quarzoso necessario alla formazione del verrucano perchè quell'area era allora occupata da terreni calcarei e non silicei e perchè i depositi di quel periodo furono di mare profondo (diaspri) e non littoranei (arenarie, conglomerati).

(1) B. LOTTI. — *Il Permiano del M. Pisano e i suoi tipi mesozoici di fossili.* (Boll. Soc. geol. italiana, XXXV, 1916).

(2) A. FUCINI. — *Fossili wealdiani del verrucano tipico del M. Pisano.* (Palaeontographia italica, XXI, 1915).

Mi accadde però di trascurarne due de' più importanti e decisivi, cioè: la presenza di un lembo di calcare triassico fossilifero intercalato negli scisti superiori della vasta zona di verrucano che dalla Montagnola Senese stendesi fin presso Grosseto e la sovrapposizione del Lias inferiore fossilifero al calcare retico che si addossa al verrucano nel Poggio di Moscona presso Grosseto.

Il primo di questi fatti fu messo in evidenza dal Novarese nel Bollettino della Società geol. italiana, vol. XIII, pag. 15, ove espose le condizioni stratigrafiche del calcare e ne citò i fossili chiari e caratteristici, riferibili al Trias medio, tantochè dopo quella pubblicazione rimase pacifico ed acquisito che fra il calcare retico ed il verrucano permiano doveva ritenersi esistere una zona di scisti sericitici, calcescisti e scisti quarzitici rappresentanti in complesso il Trias superiore, medio e inferiore.

Il Fucini riconobbe l'importanza decisiva di questa constatazione, contraria alla sua tesi e nelle sue controsservazioni pubblicate recentemente negli atti dell'Accademia Gioenia di scienze nat. di Catania (1), ne fece cenno dando come dimostrato che il verrucano di Casal di Pari riposi sopra quel lembo di calcare triassico fossilifero. Ma, a parte che il sopra e il sotto, in quei terreni piegati e ripiegati, non ha alcun valore, le constatazioni fatte dal Novarese furono ben diverse.

Egli dice infatti che in quella vasta regione occupata dal verrucano e specialmente presso Jesa sulla sinistra del torr. Farma, circa 10 km. a NO di Casale, fra questo verrucano ed il sovrapposto calcare retico comparisce una formazione costituita da alternanze di scisti teneri bianchi e grigi, di scisti violetti, non dissimili da quelli del verrucano e di conglomerati a cemento calcareo bianco e rosso. Nacque allora in lui il sospetto che questa formazione scistoso-clastica potesse spettare al Trias e questo sospetto divenne certezza quando

(1) A. Fucini. — *Ragioni stratigrafiche e litologiche che convalidano la età wealdiana del Verrucano tipico del M. Pisano desunta dai fossili.* (S. 5ª, vol. XI, Catania, 1918).

a poca distanza, presso le case di S. Antonio verso Casal di Pari, scoprì in essa una piccola massa di calcare nero solcato da numerose vene spatiche, pieno zeppo di crinoidi e racchiudente alcuni fossili abbastanza ben conservati fra i quali lo *Encrinus liliiformis* Bronn. *E. silesiacus* Beyr., *Cidaris transversa* Mayer ed alcuni gasteropodi indeterminabili.

Avendo il collega Novarese ritenuto superfluo di dare dei particolari sulle condizioni stratigrafiche di questo piccolo lembo calcareo e non potendo avere neppure lontanamente sospettato che un giorno il Fucini avrebbe distrutto con un tratto di penna un argomento che tagliava la testa al toro nella nostra scientifica ed amichevole controversia, io, che non avevo ancora visitata la località, volli, prima di questa mia breve replica, assicurarmi *de visu* del fatto, ed andai sul luogo gentilmente accompagnato dal mio egregio collega ing. Franchi, per evitare che l'amore alla propria opinione non facesse velo alle osservazioni; ed ecco quanto ambedue potemmo accertare:

Il calcare triassico della miniera abbandonata di S. Antonio comparisce sulla destra del Fosso dei Fossi, circa 80 metri sopra il suo letto, e forma delle masse irregolarmente amigdaloidi dentro scisti sericitici grigio-chiari lucenti. La direzione di queste masse e degli scisti incassanti è verso NNO e l'inclinazione, variabilissima, prevalentemente verso ENE e in parte verso OSO; è certo però che questi calcari non spuntano fuori dal disotto ma sono incassati fra scisti lucenti sericitici.

Questi scisti si ritrovano poi più ad est a mezza strada fra Casa S. Antonio e Casal di Pari, dove sono in parte alterati e danno luogo alla formazione d'una terra bianca candida, finissima, che potrebbe essere utilizzata per ceramiche.

Il terreno che intercede fra l'antica miniera ove affiora il calcare triassico e Casa S. Antonio è formato da alternanze di scisti ardesiaci, scisti quarzitici e puddinghe quarzose. Poco più in alto dal punto ove ricompariscono gli scisti sericitici e a breve distanza dall'abitato di Casale, a questi scisti sovrapponesi un calcare compatto grigio-cupo come quello triassico della miniera e che presenta esso

pure qualche sezione di crinoidi. Non si può affermare con sicurezza che sia il calcare triassico perchè sopra di esso non seguono altri scisti e potrebbe quindi far parte del calcare retico, ma, essendo esso ricoperto immediatamente, e proprio nel villaggio di Casale, dall'Eocene, non è escluso che gli scisti superiori al calcare siano stati erosi e che quindi esso sia effettivamente triassico. Ad ogni modo, ad eccezione di quelle sezioni di crinoidi, non riuscimmo a trovarvi altra traccia di fossili.

Il Fucini a sostegno della sua opinione che il calcare triassico di Casal di Pari spunti fuori disotto al verrucano, secondo lui wealdiano, cita il fatto, da me osservato, che presso il giacimento di stibina di Pari il verrucano succede immediatamente al calcare cavernoso, quindi senza interposizione di quel vero Trias, interposizione che vi dovrebbe essere secondo le mie idee, come egli dice. Ma le mie idee sono da un pezzo (1) queste: che una parte degli scisti superiori del verrucano siano, come ho detto più sopra, triassici, sebbene sulle carte da me rilevate non mi sia stato possibile delimitarli, e quindi questi scisti si troveranno anche presso la miniera di stibina di Pari, ma i calcari triassici vi potranno essere o non essere, perchè essi non formano negli scisti un orizzonte continuo ma soltanto lenti e amigdale che possono apparire e sparire. Io son certo, del resto, che, con una accurata ricerca nella zona degli scisti presso il contatto col calcare retico, si potranno rinvenire altre masse di Trias fossilifero.

Dopo quanto ho esposto resta definita la questione dell'età del verrucano la quale non può esser più giovane del Trias; però nella vasta zona di verrucano di cui è parola, un altro fatto si manifesta che contribuisce alla stessa conclusione ed è la sovrapposizione normale del Lias inferiore fossilifero al calcare retico (cretaceo esso pure secondo il Fucini) nel Poggio di Moscona presso Grosseto.

---

(1) B. LOTTI. — *Geologia della Toscana.* (Mem. descritt. della carta geol. d'Italia, vol. XIII, 1910).

In questo poggio, brullo, rotondeggiante che sorge bruscamente dalla pianura grossetana, compariscono i terreni del Lias medio, del Lias inferiore e del Retico, il quale ultimo va a sovrapporsi al verrucano del Poggio del Diaccialone. Le condizioni stratigrafiche, svolgentisi in un'area di non più di 6 kq. d'estensione, sono semplicissime e chiare, e furono da me descritte fino dal 1891 (1). I calcari liassici, rosso ammonitifero e bianco ceroide, sono ben determinati dai fossili; il calcare retico, in parte cavernoso, in parte compatto dolomitico, non contiene fossili ma il suo carattere litologico e la sua posizione stratigrafica sotto al calcare bianco a gasteropodi del Lias inferiore e sopra al verrucano, non lasciano alcun dubbio sulla impossibilità di attribuirlo al cretaceo come vorrebbe il Fucini.

E qui avrei finito questa breve e cortese risposta alle contrmasservazioni del Fucini sulla questione dell'età del verrucano; però non posso lasciar passare sotto silenzio una di queste sue contrasservazioni che, per essere non troppo chiaramente espressa ed esposta, potrebbe esser male interpretata.

Egli dice (pag. 16 e 17 dell'estratto): « Torno a ripetere, avendolo già fatto altra volta, ma pare senza esser creduto, che anche « nei monti d'Oltre Serchio si hanno, come alle Mulina (nel M. Pisano), rocce verrucane, puddinghe, quarziti e scisti, al disopra di « diaspri titoniani seguenti il caratteristico Lias superiore ed al disotto « dei calcari grigio-cupi con selce che vi rappresentano i calcari cavernosi e che, come alle Mulina ed in tutte le altre località, hanno « per formazione di passaggio i tanto ricordati scisti rossi e diaspri ».

Nel prospetto comparativo a pag. 18, nella colonna del Monte Pisano e nel livello stratigrafico delle formazioni da me ritenute esotiche ed intruse, egli mette, come me, scisti argillosi rossi con diaspri, pseudomacigno, scisti argillosi ardesiaci, puddinghe quarzose, quarziti e scisti quarzitici con fossili wealdiani, ed in quella dei

(1) B. Lotti. — *Note descritt. sul rilevamento delle tav. d'Orbetello, Talamone e Grosseto nella Maremma Toscana.* (Boll. R. Comit. geol., 1891, p. 27).

Monti d'Oltre Serchio, allo stesso livello, mette l'indicazione *idem;* cioè in questi monti, secondo il Fucini ed a conferma di quanto aveva detto precedentemente, dovrebbero comparire, oltrechè gli scisti argillosi rossi con diaspri, che vi sono effettivamente come apparisce pure dal mio quadro (1), anche tutte le altre rocce della formazione del verrucano; ma queste non vi sono affatto nei Monti d'Oltre Serchio, sebbene questi monti distino dal Monte Pisano di soli 1500 metri, e ripeto energicamente ciò che dissi nella mia nota (2) che « se, anche ridotte ai minimi termini, di queste rocce di tipo verrucano venisse accertata le esistenza a quel livello stratigrafico fuori del Monte Pisano, riconoscerò allora la necessità di risolvere la questione in base ai dati paleontologici del Fucini ».

Ma ciò non avverrà mai, perchè il Fucini stesso, dopo avere affermato, come sopra è detto, che le rocce del verrucano si trovano nei Monti d'Oltre Serchio fra il Cretaceo ed il Lias superiore, distrugge tutto a pag. 27 dicendo che nei Monti d'Oltre Serchio il wealdiano, che riposa in trasgressione sul terreno più antico, non è il verrucano tipico ma è « la sua parte superiore, cioè gli scisti argillosi rossi con diaspri ». E allora la controversia è portata sopra un altro campo, cioè se gli scisti rossi con diaspri rappresentino o no la parte superiore del verrucano. Il verrucano tipico non v'è nei Monti d'Oltre Serchio ma vi sono gli scisti rossi con diaspri che, come ho detto e scritto, non sono permiani neppure per me.

Era questo uno dei principali argomenti stratigrafici e litologici da me sostenuti contro la tesi del Fucini e son lieto della sua esplicita dichiarazione.

Conclusione:

1. — Il calcare triassico di Casal di Pari non emerge disotto al verrucano ma è in esso incassato.

---

(1) B. Lotti. — *Il Permiano del M. Pisano ed i suoi tipi mesozoici di fossili* (loc. cit., in fondo).

(2) Loc. cit., pag. 311.

2. — Nei monti d'Oltre Serchio, a dichiarazione del Fucini stesso, non compariscono le vere rocce del verrucano ma soltanto gli scisti rossi con diaspri che per il Fucini rappresentano la parte superiore del verrucano e per me invece costituiscono un piano del Giurassico superiore o, se piace più all'egregio amico, il vero Wealdiano di mare profondo dell' Italia, ma non è in questa formazione che egli ha trovato i fossili supposti wealdiani.

3. — Il Lias fossilifero del Poggio di Moscona ricuopre il calcare dolomitico e cavernoso e questo si addossa al verrucano della stessa località.

4. — La potente formazione clastica, quarzosa, di carattere costiero, compresa sotto la denominazione di *verrucano* non può dunque attribuirsi al Weald, ma deve essere divisa fra l' Eotrias ed il Permiano.

Roma, 20 settembre 1918.

Osservazioni sull'argomento comunicatemi dall' ing. Franchi.

I calcari dolomitici della miniera di Antimonio di Casal di Pari contenenti *Encrinus* determinabili, secondo l'ing. Franchi mostransi bensì profondamente incassati in mezzo a degli scisti sericitici, ma nessun argomento permette di affermare che essi sbuchino dalla profondità attraverso alla potente massa del Verrucano. Invece la frequenza di scisti di quel tipo alla parte superiore di quel terreno e l'interporsi presso l'abitato di Casale di calcari dolomitici con crinoidi, che pure debbono appartenere al Trias, tra il Verrucano e l' Eocene, indicano chiaramente che la formazione scistoso–quarzitica–anagenitica rappresenta un terreno anteriore al Trias medio e perciò il Verrucano propriamente detto.

Il Franchi, che esaminò un po' in mia compagnia gli affioramenti del Grossetano e le masse di Casal di Pari, e visitò da solo i dintorni di Iano mi riferisce essersi egli formata la convinzione che quegli affioramenti estesissimi dovrebbero a suo parere comprendere l' Eotrias ed il Permiano, senza possibilità di una delimita-

zione reciproca. Lo confortano in questa opinione la sovrapposizione di quel complesso al Carbonifero di Jano e la costante sottoposizione ai calcari dolomitici cavernosi, che egli anzichè retici riterrebbe di preferenza del Trias medio-superiore. Questa assegnazione oltrechè basarsi sull'età delle dolomie di Casal di Pari, sarebbe confortata dall'esistenza di una zona di passaggio, osservata nelle trincee dello stradale di Monte Orsaio (a S. O. dell'abitato) e della strada che da Sticciano conduce alla stazione, zona che esisterebbe fra gli scisti sericitici della parte superiore del Verrucano ed i calcari dolomitici cavernosi. Si tratta secondo il Franchi di una zona scistosa sericitica con intercalazione di sottili banchi di calcari gialli e ocracei, la quale ricorda molto davvicino analoghe zone di transizione osservate nelle Alpi Occidentali e particolarmente fra l'Eotrias della Valle del Tanaro e il Muschelkalk, nel quale si rinvennero in qualche punto, presso Ormea, esemplari di *Retzia Trigonella.*

L'ing. Franchi osserva inoltre che le analogie e le associazioni litologiche nel Verrucano delle regioni sunnominate e quelle che si osservano nei terreni indubbiamente permo-eotriassici delle Alpi Occidentali, sono tali che non è possibile, a meno che si presentassero prove inoppugnabili, paleontologiche e stratigrafiche, ammettere che le due formazioni siano di età tanto disparate.

Parimenti inammissibile sarebbe l'esistenza di orizzonti cretacei in Toscana (il complesso verrucano o pseudo-verrucano che dir si voglia e le dolomie compatte cavernose e farinose) litologicamente tanto diversi dal Cretaceo di tutto il resto dell'Appennino, delle Alpi e delle nostre isole.

Concludendo l'ing. Franchi esprime la convinzione che per le regioni Senese e Grossetana le analogie grandissime che toccano l'identità, coi terreni dai quali si vorrebbero separare e le differenze inconciliabili con quelli ai quali si vorrebbero assimilare, concorrono efficacemente a ritenere inammissibile l'età cretacea per la formazione fin qui posta nel Verrucano e per i soprastanti calcari dolomitici sovente cavernosi e farinosi.

IV.

SULLA CLINOZOISITE DI CHIAMPERNOTTO IN VAL D'ALA

Nota di Ferruccio Zambonini

Percorrendo la via che da Ceres conduce ad Ala, sulla riva sinistra della Stura, oltrepassato di poco più di un centinaio di metri il paesello di Chiampernotto, si osserva, nelle masse di roccie serpentinose, un filoncello, ben delimitato, di una roccia profondamente metamorfosata, ma la cui natura, originariamente gabbrica, non è difficile a riconoscere. La sua potenza media è di poco superiore al mezzo metro: nelle serpentine a picco sulla strada la roccia in questione non affiora che per un' altezza assai limitata, sicchè non è possibile raccogliere e studiare che campioni superficiali, alterati dalle acque, dato che l'uso di mine resta del tutto escluso dal fatto che metterebbe in grave pericolo la scarpata sovrincombente alla strada. Questa condizione di cose è tanto più deplorevole, in quanto dalle limitate osservazioni che si sono potute fare, il gabbro metamorfosato di Chiampernotto è risultato molto interessante, e particolarmente notevole per la presenza di cristalli, anche abbastanza grandi, di clinozoisite rosea e di epidoto, nei quali, spesso, quei due minerali si rinvengono associati insieme, in modo perfettamente analogo a quanto si verifica in alcuni giacimenti stranieri, e, specialmente, in quelli dell'Alpe Schwarzenstein, nella valle di Ziller, con uno sopratutto dei quali, come vedremo, il nostro di Chiampernotto presenta somiglianze grandissime.

Si è già accennato, che la roccia di Chiampernotto è nettamente separata dalle serpentine includenti: può precisarsi, che la

nostra roccia, al contatto col serpentino, possiede uno strato, costituito principalmente di clorite, che non si manifesta, però, lungo tutto il contatto. Esso ha uno spessore assai variabile, che può raggiungere anche parecchi centimetri. Si compone, essenzialmente, di clorite di colore verde chiaro, alle volte, invece, più scuro, generalmente in aggregati abbastanza compatti di minute laminucce scagliose, più di rado di lamine abbastanza grandi. In certi punti, la clorite è pressochè sola, in altri, invece, alle sue laminette scagliose sono abbondantemente frammiste quelle di una sericite biancastra, a riflessi argentini: vi si può anche rinvenire clinozoisite ed epidoto. Alcuni dei cristalli più grandi osservati di questi minerali furono, appunto, trovati nelle zone cloritiche in questione. La clorite appartiene al clinocloro: possiede spesso netta polarizzazione di aggregato e traccie nitide di torsioni.

Queste zone cloritiche sono sovente assai nettamente separabili dal serpentino col quale sono in contatto, e si mostrano, invece, assai più saldamente connesse alla roccia gabbrica metamorfosata, nella quale, però, in genere, non isfumano. In qualche caso, anzi, io ho osservato fra la zona cloritica a struttura scagliosa e la roccia propriamente detta uno straterello, dello spessore di tre o quattro millimetri, di sericite.

Che la roccia di Chiampernotto sia stata originariamente un gabbro, risulta in modo chiaro grazie agli individui di diallagio, in parte smaragdizzati, ma in parte, anche, abbastanza ben conservati, che si osservano ancora in buon numero nella roccia stessa. E' questo, però, l'unico elemento riconoscibile del gabbro primitivo, nulla essendo rimasto, almeno nelle sezioni abbastanza numerose che io ho studiato, del plagioclasio originario. Gli individui di diallagio sono, per lo più, causa appunto la trasformazione più o meno inoltrata in smaragdite, di colore verdognolo: non ne mancano, però, di quelli che conservano ancora, almeno parzialmente, il colore bruniccio e, sulle faccie di }100{, lo splendore un po' metallico caratteristici. Possono raggiungere, benchè ciò si verifichi di rado, anche 2-3 cm. nella loro maggiore dimensione, ma, di solito, sono no-

tevolmente più piccoli, ed i più comuni misurano circa un centimetro secondo *c*. Al microscopio, il diallagio si presenta più o meno torbido, spesso, però, con parti ancora abbastanza limpide: lungo le fenditure si osserva neoformazione specialmente di sericite e di clorite (s' intende negli individui non smaragdizzati).

Intorno al diallagio si ha una corona di clinozoisite, di epidoto, di diopside, di clorite e di sericite, prodotti tutti di nuova formazione.

Tutta la roccia si compone, a prescindere dal diallagio, essenzialmente di clinozoisite, di epidoto, di clorite: meno abbondante, quantunque assai diffuso, è il diopside. Importanza minore ha la sericite, e decisamente rara può chiamarsi la zoisite. La calcite si rinviene soltanto localizzata qua e là, in masserelle spatiche, anche abbastanza grandi. Almeno nelle sezioni esaminate, manca completamente, sembra, l'albite, che è il feldspato secondario caratteristico nelle trasformazioni dei gabbri analoghe a quelle della roccia di Chiampernotto.

I vari costituenti indicati si presentano, nelle diverse parti della roccia, in quantità molto variabili. Così, per esempio, la clorite è in certi luoghi assai abbondante, in altri molto ridotta, ed altrettanto accade per il diopside. Così pure, in certe plaghe, clinozoisite ed epidoto formano delle venule costituite da minuti granellini: in altre, al contrario, la roccia è costituita da un impasto di grossi elementi di clinozoisite, con epidoto subordinato e diopside in masserelle cristalline, bianche, che presentano le faccie del prisma {110} con una fitta striatura dovuta a geminazione polisintetica secondo (001), e che corrispondono perfettamente alla varietà mussite. La clorite in queste plaghe è più scarsa. La clinozoisite è generalmente rosea, con colore ora molto pallido, ora più intenso: l'epidoto è di colore variabile dal giallo bruniccio al verde deciso, passando per certe sfumature di giallo alquanto verdastro molto eleganti.

La roccia possiede spesso una bellissima struttura zonata: le zone che più spiccano sono, naturalmente, quelle rosee, formate prevalentemente da clinozoisite, associata, però, sempre ad epidoto. La roccia è stata, certamente, soggetta a fenomeni di corrugamento

assai potenti, sicchè le varie zone appaiono tutte contorte e pieghettate nei modi i più svariati. L'aspetto che in certe parti assume la roccia corrisponde perfettamente a quelli più nitidi e più belli che il prof. F. SACCO (1) illustrò alcuni anni or sono in certe roccie gneissiche ed in scisti cristallini delle Alpi occidentali, provenienti, in parte, anche da val d'Ala.

Qua e là nella roccia si aprono delle geodi, nelle quali si osservano dei cristalli e dei gruppi di cristalli, anche grandi, di clinozoisite rosea, associata ad epidoto verdolino.

La roccia di Chiampernotto, che abbiamo brevemente descritta, presenta un notevole interesse per la genesi dei noti banchi a granato, epidoto, idocrasio, diopside, ecc. che s'incontrano frequentemente nelle serpentine delle valli di Lanzo, e, in genere, della provincia di Torino. Il FRANCHI (2), già molti anni or sono, annunciò di essersi formata la convinzione che quei banchi provengano dalla trasformazione di roccie gabbriche: disgraziatamente, il lavoro che egli aveva promesso intorno a quest'argomento importantissimo non è stato mai pubblicato. Il MRAZEC è giunto alle stesse conclusioni del FRANCHI per quanto riguarda il massiccio del Paringu, in Rumania. Ora, nella roccia di Chiampernotto noi abbiamo un esempio evidente di formazione di masse di clinozoisite, epidoto, diopside e clorite a spese di una roccia gabbrica preesistente.

Sopratutto notevole è la presenza del diopside, nella varietà mussite, caratteristica, appunto, dei banchi a granato e ad epidoto: la roccia trasformata di Chiampernotto non si distingue da alcuni dei banchi ricchi in epidoto, per esempio delle Lusette, presso Ala, altro che per il colore e la composizione del minerale epidotico neoformato, che è vero e proprio epidoto giallo o verde più o meno scuro alle Lusette, al Paschietto, ecc. mentre è in prevalenza roseo

---

(1) *Fenomeni di corrugamento negli schisti cristallini delle Alpi.* Atti R. Accad. Scienze di Torino 1906, XLI, seduta dell'8 aprile 1906.

(2) *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi occidentali.* Boll. R. Comit. Geol. d'Italia 1895, n. 2.

ed appartenente alla clinozoisite o a termini della serie epidoto poveri in ferro a Chiampernotto. Le masse di clinozoisite, epidoto e diopside di quest'ultima località somigliano moltissimo alle masse similari del giacimento classico di clinozoisite della Goslerwand, tanto che alcuni campioni delle due località possono benissimo confondersi. Questa identità di aspetto, struttura, ecc. rende assai probabile che i filoni a clinozoisite della Goslerwand abbiano, contrariamente a quanto ne pensa il WEINSCHENK, la stessa origine di quello di Chiampernotto (1).

Notevole ancora è il fatto che la roccia metamorfosata di Chiampernotto presenta un involucro di clorite, a contatto col serpentino nel quale è intrusa: ora, altrettanto accade, come è noto, assai frequentemente, nei banchi di granato, idocrasio ed epidoto di val d'Ala.

I cristalli rosei della roccia di Chiampernotto appartengono, come vedremo meglio in seguito, in buona parte alla clinozoisite tipica, ma ve ne sono anche di quelli che, come l'epidoto roseo del Rothenkopf, nella valle di Ziller, col quale molti cristalli di Chiampernotto presentano grandissime analogie, si trovano al limite fra clinozoisite ed epidoto o passano nettamente a quest'ultimo. Nello stesso cristallo, anzi, possono aversi plaghe sia di clinozoisite, che di epidoto. I cristallini rosei molto piccoli possono essere, alle volte, a composizione abbastanza costante in tutte le loro parti: nei cristalli più grandi, però, si ha sempre a che fare con una eterogeneità di composizione evidentissima. Si verifica, infatti, quasi sempre, che i cristalli, più grandi, sempre allungati nella direzione dell'asse *b*, non appaiono rosei in tutta la loro estensione, ma, al contrario, alle estremità di *b* sono di un colore verdolino più o meno intenso. Mentre le parti rosee hanno le proprietà ottiche della clinozoisite, quelle verdi si riconoscono nettamente come epidoto tipico. In molti cristalli, si osserva una struttura assai più complicata. Si ha, in-

(1) *Die Minerallagerstätten des Gross-Venedigerstockes in den Hohen Tauern.* Zeitsch. für Kryst. 1896, XXVI, 337.

fatti, un orlo esterno, a spessore variabile, di clinozoisite rosea: alle estremità del cristallo si ha la sostanza epidotica verde, e l'interno del cristallo è formato da clinozoisite rosea pallidissima ovvero bruniccia e da epidoto gialliccio o verdiccio. Le parti con differente composizione si intersecano nei modi i più svariati. Generalmente, però, esse sono tutte in accrescimento parallelo, ma ciò non si verifica sempre: vi sono, infatti, dei cristalli, che, qualora vengano rotti, si mostrano nell'interno costituiti da una specie di ammasso di granuli di epidoto e di clinozoisite, irregolarmente accozzati, intorno al quale ammasso si è poi depositato lo strato esterno, regolarissimo, di clinozoisite rosea. Molto rari sono dei cristalli che ai due estremi sono formati di clinozoisite, mentre in mezzo si ha epidoto abbastanza ferrifero.

Per questa loro particolare struttura, oltre che per il colore, i cristalli descritti si avvicinano moltissimo a quelli, ben noti, di colore rosso lampone, indicati, generalmente, come provenienti dal Rothenkopf, ma che WEINSCHENK (1) ha mostrato di trovarsi, invece, in alto, nella sella fra il Rothenkopf e l'Ochsner, nella valle di Ziller. Quell'epidoto, i cui cristalli ricchi di faccie furono descritti già molti anni or sono dal TARASSOV (2), risulta appunto formato da una sostanza rosso-lampone, associata nei modi più svariati con un'altra verde-gialliccia. I particolari dati in proposito dal WEINSCHENK corrispondono perfettamente a quanto si è detto per i cristalli di Chiampernotto, i più grandi dei quali, come vedremo, si avvicinano anche per composizione a quelli del Rothenkopf.

I cristallini di Chiampernotto a composizione uniforme sono molto piccoli, e non superano, in genere, i quattro millimetri nella direzione dell'asse *b*. I cristalli a struttura complessa possono, invece, essere anche molto grandi: alcuni, disgraziatamente rotti, tro-

---

(1) *Ueber Epidot und Zoisit. 1. Der Epidot vom Rothenkopf.* Zeitsch. für Kryst. 1896, XXVI, 163.

(2) *Messungen rother Epidotkrystalle vom Rothenkopf am Schwarzenstein in Tirol.* Verhandl. d. russ. min. Gesellsch. St. Petersburg 1873 (2), VIII, 1.

vati nelle parti cloritiche della roccia, raggiungono 3 cm. di lunghezza secondo b e 1,8 cm. normalmente a questo asse.

I cristalli di Chiampernotto sono, in genere, piuttosto poveri di forme, ma abbastanza variati di aspetto. In complesso, io ho osservato le seguenti forme semplici :

$a = T\{100\}$, $c = P\{001\}$, $M\{010\}$, $m = z\{110\}$, $u\{210\}$, $v_o\{310\}$, $e\{101\}$, $\{807\}$, $\{403\}$, $f\{\bar{3}01\}$, $l\{201\}$, $r\{\bar{1}01\}$, $N\{304\}$, $i\{102\}$, $\sigma\{\bar{1}03\}$; $\omega\{\bar{1}04\}$, $k\{012\}$; $o\{011\}$, $n\{\bar{1}11\}$, $b\{\bar{2}33\}$.

Nei cristalli del Rothenkopf, Tarassov ha osservato 22 forme semplici: io in quelli di Chiampernotto soltanto 20. E' notevole, però, che appena 11 forme, che sono, del resto, le più frequenti nell'epidoto in genere, sono comuni ai due giacimenti (*T P M z e f l r i o n*).

Delle forme indicate, le più comuni nei cristalli di Chiampernotto sono *T*, *P*, *z*, *e*, *l*, *r*, *o*, *n*; abbastanza frequenti sono *k* e *b*, più rare *i*, *N*, *f*, σ. Soltanto una volta furono osservate *u*, v_o, $\{807\}$ e $\{403\}$. Interessante è il prisma $\{310\}$, che è una delle forme più rare nell'epidoto. Fu scoperta da G. Rose in alcuni cristalli del Brasile trasformati in una miscela di talco e mica ferrifera: La Valle l'osservò, poi, in due cristalli del Colle del Paschietto, ma non pare sia stata rinvenuta in altri giacimenti. Anche $\{807\}$ è un pinacoide raro nell'epidoto: fu trovato da Bücking nell'epidoto della Knappenwand e, poi, da Artini in quello di Pratesi (Isola d'Elba). Quanto a $\{403\}$, fu scoperta da Artini nei cristalli di Mortigliano (Elba): con la forma di Artini va identificata, come ho mostrato parecchi anni fa, la $\{27.0.20\}$, trovata da Flink nell'epidoto di Nordmarken.

I cristalli di Chiampernotto sono tutti più o meno allungati nella direzione dell'asse *b*. Frequenti sono i geminati secondo la solita legge: asse di geminazione la normale a $\{100\}$. I cristalli unici, nella maggior parte dei casi presentano $\{001\}$ e $\{100\}$ con faccie di grandezza poco diversa: due tipi estremi più caratteristici di cristalli unici sono rappresentati dalle fig. 1 e 2. Più rari sono i cristalli unici schiacciati secondo $\{100\}$, come quelli delle figure 3 e 4: il cristallo

rappresentato in quest'ultima figura è notevole per il diseguale sviluppo delle faccie che dovrebbero essere ugualmente estese.

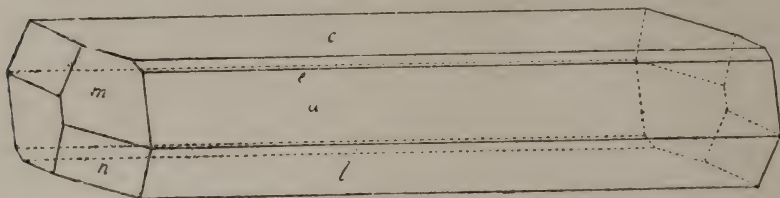


Fig. 1.

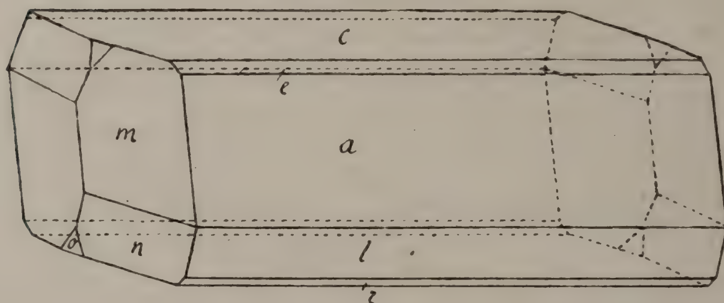


Fig. 2.

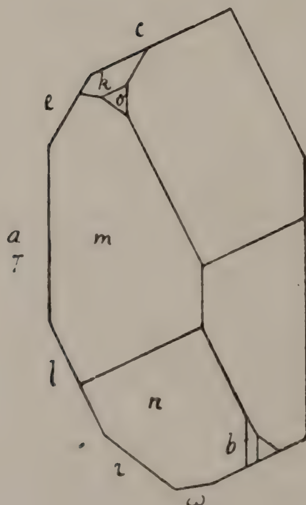


Fig. 3.

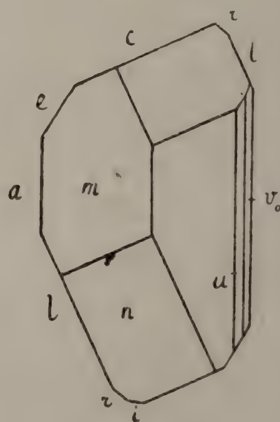


Fig. 4.

I geminati sono costantemente tabulari secondo }100{ : alcuni, come quello, bellissimo, della fig. 5, presentano la caratteristica doccia, mentre altri non mostrano traccia di angoli rientranti (fig. 6).

Le misure goniometriche non riescono, in genere, molto precise, e danno per molti angoli dei valori piuttosto oscillanti. Nella ta-

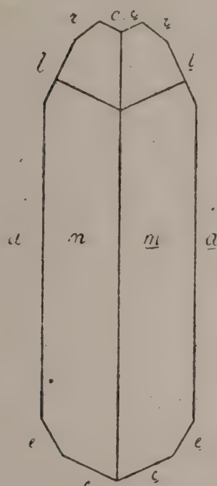


Fig. 5.

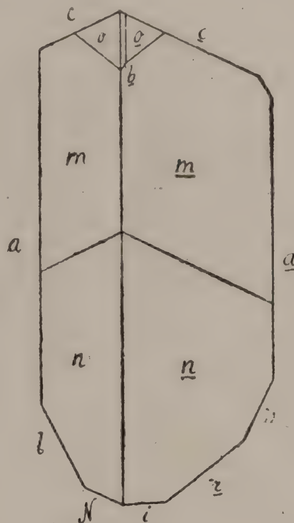


Fig. 6.

bella seguente se ne sono riprodotti alcuni di quelli che hanno servito alla determinazione delle varie forme semplici. Per i calcoli si sono adoperate le costanti proposte da Kokšarov sen. per l'epidoto :

$$a : b : c = 1.5807 : 1 : 1.8057$$
$$\beta = 115°\,24'$$

	Mis. (media)	Calc.
(001) : (100) =	64° 36′	64° 36′
(001) : (001)	50 52	50 48
(001) : (101)	34 43	34 42
(001) : (807)	36 54	37 5
(001) : (403)	39 35	39 46
(001) : (104)	16 2	16 23
(001) : (103)	22 20	22 21
(001) : (102)	34 18	34 21
(001) : (304)	51 1	50 54
001) : (101)	63 54	63 42

	Mis. (media)	Calc.
(001) : (201) =	89° 36′	89° 27′
(100) : $(20\bar{1})$	25 44	25 57
(100) : (310)	25 40	25 27
(100) : (210)	35 31	35 32
(100) : (110)	55 3	55 0
(110) : $(\bar{1}10)$	69 54	70 0
(001) : (110)	75 47	75 45
(001) : (111)	75 17	75 12
(100) : $(\bar{1}11)$	69 1	69 4
(100) : (233)	79 50	79 53
(001) : (011)	58 25	58 29
(001) : (012)	39 13	39 12

La composizione chimica, per mancanza di quantità sufficiente di sostanza, non fu potuta determinare nei piccoli cristallini a composizione uniforme, ma, invece, in quelli rosei, grandi, scegliendo, naturalmente, le parti più omogenee, ed escludendo, s'intende, le porzioni verdoline. L'orlo esterno tipicamente clinozoisitico era, nel materiale sottoposto ad analisi, esile, sicchè i valori ottenuti rappresentano abbastanza bene la composizione dei grandi cristalli, nella loro massa. I risultati ai quali io sono pervenuto sono i seguenti:

$Si\,O_2$	39.16		0,649	2
$Al_2\,O_3$	30.93	0.303		
$Fe_2\,O_3$	3.18	0.020	0.324	1
$Mn_2\,O_3$	0.17	0.001		
$Fe\,O$	0.32	0.004		
$Ca\,O$	24.11	0.430	0.439	1.35
$Mg\,O$	0.08	0.005		
$H_2\,O+$	2.18		0.121	0.37
$H_2\,O-$	0.21			
	100.34			

La formula dell'epidoto richiede



$$SiO_2 : R_2O_3 : RO : H_2O = 2 : 1 : 1.33 : 0.33.$$

Il manganese fu determinato colorimetricamente, il ferro ferroso col metodo di PRATT. Il titanio sembra essere assente: con acqua ossigenata non se ne ebbe indizio sicuro, il che mostra che se quell'elemento è contenuto nel nostro minerale, non può trovarvisi che in traccie minime

I cristalli analizzati di Chiampernotto possiedono una composizione vicinissima a quella dei cristalli del Rothenkopf. con i quali, come abbiamo veduto, presentano tante somiglianze. WEINSCHENK (l. cit.) ha, infatti, trovato in questi ultimi:

SiO_2	38.60
Al_2O_3	31.71
Fe_2O_3	3.52
FeO	0.35
MnO	tr.
CaO	24.22
H_2O	1.95
	100.35

I cristalli di Chiampernotto sono alquanto meno ferriferi di quelli del Rothenkopf. Questi ultimi si trovano al limite fra clinozoisite ed epidoto, ma già dalla parte di quest'ultimo: i cristalli analizzati, invece, appartengono già alla clinozoisite vera e propria. Essi sono, del resto, i termini più ferriferi fra le clinozoisiti di Chiampernotto: dei piccoli cristallini e gli orli di alcuni dei grandi cristalli appartengono a dei termini assai prossimi alla clinozoisite pura. Mediante un prismetto tagliato nella sola parte superficiale, a composizione omogenea, di un cristallo abbastanza grande, io ho potuto determinare con esattezza l'indice n_m per alcune delle righe di FRAUNHOFER, adoperando il monocromatore di VOIGT. I valori ottenuti sono i seguenti:

Linea di FRAUNHOFER	n_m
B	1.7089
C	1.7107
D	1.7153
E	1.7192
F	1.724

Ora, nella clinozoisite dell'Alpe Schwarzenstein, ritenuta pressochè priva di ferriepidoto, J. KEHLDORFER ha trovato, per la luce del sodio, $n_m = 1,7138$, mentre nella clinozoisite della Goslerwand, con 1.68 % $Fe_2 O_3$, $n_m = 1,7195$, secondo WEINSCHENK. Il cristallo di Chiampernotto, almeno per quanto si può dedurre in base al valore di n_m, deve avere una composizione intermedia fra quella della clinozoisite pura dell'Alpe Schwarzenstein e quella della clinozoisite della Goslerwand, e, precisamente, più prossima alla prima. Che così effettivamente sia, risulta, oltre che dalla birifrangenza bassissima, anche dal fatto che l'asse ottico emergente da (001) forma, nelle clinozoisiti in questione di Chiampernotto, con la normale alla faccia stessa, un angolo apparente nell'aria assai grande, tanto da emergere all'orlo o addirittura fuori del campo, al microscopio (1).

La composizione chimica varia, del resto, entro limiti assai estesi, e le variazioni possono seguirsi assai bene e facilmente, come verrà ampiamente esposto nella parte seconda del presente lavoro, misurando, appunto, l'angolo apparente nell'aria che l'asse ottico emergente da (001) forma con la normale alla base. Così, in una nitida lamina di sfaldatura secondo (001) si è trovato per l'angolo in questione che indicheremo con ω:

	ω	% di ferriepidoto (2)
Parte esterna più estesa e più perfettamente rosea del cristallo	41 $^1/_3$ °	5.75 % ca
Parti successivamente più lontane dalla periferia, di colore sempre più volgente al giallognolo.	32 $^3/_4$ °	10.7 »
	31 $^2/_3$ °	12 »
	29 $^1/_3$ °	14.7 »
	28 ½ °	15.7 »

(1) Per quanto riguarda questo argomento, si veda la seconda parte del presente scritto.

(2) Sul calcolo del per cento in ferriepidoto $H Ca_2 Fe_3 Si_3 O_{13}$ in base al valore di ω vedasi la seconda parte.

La parte esterna, più estesa, appartiene alla clinozoisite, mentre le altre più interne, anche le relativamente meno ferrifere, sono già di epidoto propriamente detto.

E' da notare, che nei cristalli di Chiampernotto non vi è una relazione certa e generale fra il colore e la composizione. Così, per lo più, le porzioni superficiali, più distintamente rosee, sono di clinozoisite, ma qualche volta ho osservato, benchè di rado, delle parti nettamente rosee riferibili, invece, per il valore dell'angolo ω, la birifrangenza, il segno ottico, ecc. all'epidoto. Ed inversamente, i cristallini e le parti di colore verdolino o giallognolo chiarissimo possono essere di clinozoisite. Così, in un nitido cristallino di colore verdolino chiarissimo, che, in base al suo aspetto, si prenderebbe per epidoto, io ho trovato che l'asse ottico emergente da (001), nitidissimo, formava con la normale alla base un angolo di 40°: si trattava, perciò, indubbiamente di clinozoisite, poichè, come vedremo in seguito, il limite fra epidoto e clinozoisite è dato da $\omega = 35°$ circa.

Alcune delle clinozoisiti finora studiate ed anche qualche epidoto poco ferrifero hanno presentato un colore roseo più o meno nitido, ma un tal colore non dipende e non è in relazione col debole contenuto in ferro ferrico di quei minerali, perchè vi sono, infatti, delle clinozoisiti che non sono punto rosee, ma, al contrario, lievemente giallognole, bruniccio-chiarissime, ecc. Io ritengo, che le clinozoisiti e gli epidoti poco ferriferi rosei devono il loro colore alla presenza di una piccola quantità del silicato della piemontite, ed appunto per questo io ho messo il manganese, nell'analisi dei cristalli di Chiampernotto, sotto forma di ossido manganico Mn_2O_3. Che la mia idea sia giusta, è dimostrato, secondo me, dal pleocroismo dei cristalli rosei di Chiampernotto, che è assai nitido, e ricorda quello della piemontite, nella quale, naturalmente, è molto più intenso. Nei cristalli di Chiampernotto io ho, infatti, osservato:

n_p = verdolino chiarissimo
n_m = roseo chiarissimo, quasi incoloro
n_g = fior di pesco intenso.

Nelle parti giallo-verdoline chiarissime, che pure appartengono alla clinozoisite o sono ad essa assai prossime, il pleocroismo è debolissimo:

n_m = verdolino chiarissimo

n_g = lo stesso colore, un poco più cupo.

Il composto della piemontite è intensamente colorato: si comprende, perciò, come negli epidoti poco ferriferi e nelle clinozoisiti, che sono di colore assai chiaro, basti una quantità anche molto piccola di quel composto per impartire una colorazione rosea o rossiccia abbastanza nitida: negli epidoti, invece, molto ferriferi ne occorre una quantità assai più forte, perchè il colore rosso appaia, Ora, il fatto che gli epidoti rosei o rossi sieno relativamente rari pur contenendo quasi sempre quei minerali del manganese, dipende da ciò, che il manganese trivalente tende a passare con grande facilità allo stato manganoso, sicchè soltanto in condizioni particolari, non facili a verificarsi, è possibile la formazione del silicato della piemontite.

Nella clinozoisite di Chiampernotto la dispersione delle bisettrici è forte, e va aumentando man mano che ci si avvicina alla clinozoisite pura. La bisettrice n_p forma con l'asse c, nell'angolo *ottuso* β, per la luce del sodio degli angoli variabili notevolmente nei vari punti di uno stesso cristallo. Così, in una sezione tagliata parallelamente a (010) in un cristallino composto quasi completamente di clinozoisite, nella parte interna ho trovato $c : n_p = 2,5°$, mentre verso l'orlo esterno si arriva fino a 8°. Nella parte proprio più superficiale, con dispersione fortissima delle bisettrici, si avevano dei valori anche più elevati, non ben determinabili, causa una certa ondulosità delle estinzioni, e la difficoltà di ottenere un'estinzione netta anche in luce sensibilmente monocromatica. Questi valori alti dell'inclinazione di estinzione rispetto a c su (010) confermano che nei cristalli di Chiampernotto si giunge fino a della clinozoisite quasi pura. Infatti, nelle clinozoisiti più comuni, $c : n_p$ non raggiunge che 2°, 3° o 4°, ma nella clinozoisite pressochè pura dell'Alpe Schwarzenstein, più volte ricordata, KEHLDORFER ha trovato $c : n_p = 11° 34'$, nell'angolo ottuso β.

Sono note le differenze considerevoli nelle proprietà fisiche che passano fra clinozoisite ed epidoto. A quelle già fatte rimarcare da vari studiosi, ne ha aggiunta un' altra nel 1916 la dott. F. Balzac (1), mostrando, con una ricerca eseguita in questo Istituto, che nei due minerali la variazione di certi angoli in funzione della temperatura è differente. In base alla determinazione dell'indice n_m eseguita per varie lunghezze d'onda nella clinozoisite di Chiampernotto e di Monte Tovo ed in alcuni epidoti di val d'Ala, io ho osservato che la dispersione dell' indice n_m è molto più considerevole nell'epidoto, che nella clinozoisite. Io ho trovato, infatti:

$n_{mF} - n_{mC}$ = 0.0093 Clinozoisite di Monte Tovo (senza silicato della piemontite)
= 0.0085 Clinozoisite di Chiampernotto
= 0.0127 Epidoto delle Lusette, presso Ala, con 23.6 % di ferriepidoto.

Quanto agli altri minerali che accompagnano la clinozoisite e l'epidoto, vi è poco da dire. La clorite non presenta particolare interesse: più notevole è, invece, il *diopside*. Abbiamo già veduto come questo minerale formi essenzialmente delle masserelle bianche, perfettamente corrispondenti a quelle della varietà *mussite*, quali si rinvengono nei banchi tipici di granatite alla Testa Ciarva, a Saulera ed in altri luoghi delle valli di Lanzo. Rari sono i cristallini nitidi, ed io ne ho potuti misurare alcuni, assai piccoli, invero, poichè i più grandi non superano 1 mm. di lunghezza secondo l'asse verticale. Sono pressochè perfettamente incolori, e poveri di faccie: io non ho osservato, infatti, che le seguenti: *a* {100}, *b* {010}, *m* {110}, *f* {310}, *i* {130}, *p* {$\bar{1}$01}, *u* {111}, λ {$\bar{3}$31}, riunite nelle tre combinazioni

1) *a b m u p*
2) *a b m u p* λ
3) *a b m f i u p*.

(1) *Sulle costanti cristallografiche dell'epidoto e della clinozoisite fra + 15° e + 400°*. Rend. R. Accad. Lincei 1616, (5ª), XXV, 1° sem. 811.

Di esse, la prima è la più comune, ed è notevole il fatto che essa sia stata già osservata dal WEINSCHENK nei cristalli di diopside della Goslerwand, *insieme alla clinozoisite*, il che aumenta le somiglianze già notate fra il giacimento di Chiampernotto e quello tipico, per la clinozoisite, della Goslerwand. Interessante è l'assenza di *c* {001} nei pochi cristalli misurati, perchè si tratta di una forma che raramente manca nel diopside: delle 256 combinazioni da me (1) elencate anni indietro per il diopside tipico, soltanto 31 non presentavano la base (2).

I cristallini di Chiampernotto sono di due tipi: nel primo, più frequente, i due pinacoidi {100} e {010} hanno grandezza poco diversa, ma {010} è, generalmente, un poco più grande. L'altro tipo è costituito da cristalli tabulari secondo {010}.

Le proprietà ottiche sono quelle del diopside tipico, come risulta dall'inclinazione di estinzione su (010) e dall'angolo che l'asse ottico emergente da (100) forma con la normale a quel pinacoide.

Come ha mostrato LUDWIG (3) nel 1872, l'epidoto comune è costituito da una serie di soluzioni solide dei due composti fondamentali $H_2\,Ca_4\,Al_6\,Si_6\,O_{26}$ e $H_2\,Ca_4\,\overset{III}{Fe_6}\,Si_6\,O_{26}$, nei quali una parte, ordinariamente assai piccola, del calcio è sostituita dal ferro ferroso, dal magnesio, dal manganese manganoso ed eventualmente anche dal sodio e dal potassio: soltanto di rado, almeno per quanto si sa finora, l'alluminio ed il ferro ferrico sono rimpiazzati, pure in quantità scarse assai, dal manganese trivalente, dagli elementi del gruppo del cerio, dal cromo. E' probabile, però, che, col progredire delle ricerche, si incontreranno più di frequente dei termini di passaggio fra l'epidoto propriamente detto, la piemontite, l'ortite e la tawmawite (cromepidoto).

(1) *Die morphotropischen Beziehungen zwischen Enstatit, Diopsid, Hedenbergit, Ägirin und Spodumen.* Zeitsch. für Kryst. 1909, XLVI, 45.

(2) Per una svista, nel lavoro ricordato è scritto 29.

(3) *Ueber die chemische Formel des Epidots.* Miner. Mitth. gesam. von G. TSCHERMAK, 1872, 187.

E' alle ricerche di WEINSCHENK (1) che si deve la prima conoscenza precisa di termini della serie epidoto assai poveri in *ferriepidoto* (2), e molto prossimi, perciò, per composizione, all'altro costituente, l'alluminioepidoto, che il WEINSCHENK propose di indicare col nome, certamente espressivo, di clinozoisite. Il WEINSCHENK potè, grazie a numerose determinazioni, precisare, almeno nelle linee essenziali, le relazioni che passano, nella serie clinozoisite-epidoto, fra le proprietà fisiche e la composizione chimica, relazioni che erano state appena adombrate, per quel che riguarda il crescere della birifrangenza col contenuto in ferriepidoto, da W. RAMSAY (3), e studiate in alcuni termini poco ferriferi dal FORBES (4), che per primo ebbe ad osservare un minerale della serie epidoto di segno ottico positivo.

F. BECKE (5) nel 1912 ha riunito e brevemente discusso i dati finora esistenti, aumentati da alcune determinazioni inedite di J. KEHLDORFER, fra le quali assumono una speciale importanza quelle eseguite su cristalli dell'Alpe Schwarzenstein, ritenuti pressochè privi di ferriepidoto, e che rappresentano, perciò, la clinozoisite più pura finora nota, e le altre che si riferiscono ad un epidoto del Rauhbeerstein, presso Zöptau, assai ricco in ferriepidoto.

Da tutte le determinazioni eseguite risulta, in modo chiaro, la grande variabilità delle proprietà ottiche al variare del contenuto dei cristalli misti in ferriepidoto: la rifrangenza e la birifrangenza crescono abbastanza regolarmente con la quantità del ferriepidoto: $2\,V_{n_p}$, al contrario, diminuisce ed è ottuso nella clinozoisite, acuto

(1) *Ueber Epidot und Zoisit.* Zeitsch. für Kryst. 1896, XXVI, 156.

(2) Questa denominazione mi sembra molto opportuna per indicare il componente $H_2\,Ca_4\,\overset{III}{Fe_6}\,Si_6\,O_{26}$, ed anche espressiva.

(3) *Ueber die isomorphe Schichtung und die Stärke der Doppelbrechung im Epidot.* Neues Jahrb. für Min. Geol. u. s. w. 1893, I, 111.

(4) *Über den Epidot von Huntington, Mass., und über die optischen Eigenschaften des Epidots.* Zeitsch. für Kryst. 1896, XXVI, 138.

(5) *Über den Zusammenhang der physikalischen, besonders der optischen Eigenschaften mit der chemischen Zusammensetzung der Silikate.* Handbuch der Mineralchemie, herausg. von C. DOELTER, 1912, II, 24.

nell'epidoto: n_g si trova nell'angolo ottuso β nella clinozoisite, in quello acuto nell'epidoto.

Naturalmente, il segno ottico positivo o negativo, gli indici n_p, n_m, n_g non si possono sempre determinare facilmente, sicchè nelle sezioni sottili lo stabilire se si ha a che fare con clinozoisite od epidoto si fonda sopratutto sulla debole birifrangenza della prima, accompagnata dai noti colori anormali di interferenza, mentre i termini più comuni di epidoto possiedono birifrangenza assai forte.

Per i cristalli macroscopici, un buon carattere per distinguere, almeno in modo approssimativo, i termini molto ricchi in ferro da quelli più poveri, è considerato il colore, che nei primi è molto più cupo.

Io ritengo, però, che se questo carattere è utilizzabile nei casi estremi, può anche trarre facilmente in inganno: nelle pagine precedenti abbiamo veduto come dei cristallini verdolini di Chiampernotto, che, in base al colore, si riterrebbero di epidoto, appartengono, in realtà, alla clinozoisite. Del resto, numerose ricerche che io ho eseguito su epidoti dei giacimenti di Val d'Ala mi hanno permesso di constatare che, tra l'intensità del colore e la quantità di ferriepidoto non non si ha, spesso, relazione diretta. Così, in un cristallo di epidoto del giacimento delle Lusette, presso Ala, di colore bruno verdiccio intenso, io ho trovato 10.43 % Fe_2O_3: in cristalli giallo-verdicci chiari, dello stesso giacimento, i quali, in base al colore, si crederebbero di gran lungo meno ferriferi dell'altro, si ha, in realtà, un contenuto in ferro ferrico abbastanza elevato e, cioè, 8.68 % Fe_2O_3. Così pure, alcuni dei cristalli di Val d'Ala che la dott. F. BALZAC (1) ha mostrato appartenere a termini clinozoisitici, possiedono una colorazione abbastanza intensa, ed uno dei cristalli di clinozoisite del Monte Bianco, pure studiati in questo Istituto dalla dott. SILIPRANDI (2), è di colore giallo-miele deciso, e, senza le determinazioni

(1) *Sulla presenza di termini clinozoisitici nei giacimenti classici di epidoto di Val d'Ala.* Atti R. Acc. Sc. di Torino 1916, LI, 899.

(2) *Sull'epidoto del Monte Bianco, con particolare riguardo ai termini clinozoisitici.* Rivista di min. e crist. italiana 1916, XLVII.

ottiche, lo si sarebbe certamente riferito all'epidoto, sia pure non molto ferrifero.

Appare, perciò, veramente opportuno il rinvenire un metodo semplice e rapido, che permetta di determinare con una sufficiente esattezza la composizione chimica dei cristalli misti della serie clinozoisite-epidoto, specialmente quando si ha a che fare con piccoli cristalli, nel qual caso non è praticabile, almeno rapidamente, la determinazione della birifrangenza $n_g - n_p$, per la quale occorre poter disporre di una sezione parallela a {010}. Quanto alla misura dell'indice n_m, poichè i cristalli di epidoto possiedono spesso una struttura molto complessa di parti a composizione chimica molto diversa e perfino differentemente orientate, è evidente, che, spesso, tale misura, eseguita in cristalli, adoperando come prisma rifrangente quello formato da due faccie della zona [010] può riuscire poco attendibile: ricorrendo al metodo dell'immersione in liquidi ad indice di rifrazione noto si va sempre incontro ad una determinazione abbastanza lunga e che non si è certamente invogliati ad eseguire per un numero considerevole di cristalli, il che può essere, talvolta, richiesto per farsi un'idea esatta dei limiti entro i quali varia la composizione chimica degli epidoti di un giacimento.

A me sembra di aver trovato un metodo più vantaggioso, semplice e rapido, applicabile sia a cristalli intieri, sia alle varie parti di un cristallo, qualora si abbia una struttura come quella di certi cristalli di Chiampernotto, e che, almeno per quanto risulta dalle determinazioni eseguite, sembra suscettibile di un grado assai elevato di esattezza.

In base alle determinazioni di Weinschenk e di Kehldorfer si hanno, per i termini estremi finora studiati della serie clinozoisite-epidoto i valori seguenti:

1. Clinozoisite dell'Alpe Schwarzenstein – Kehldorfer.
2. Clinozoisite della Goslerwand – Weinschenk.
3. Pistazite del Rauhbeerstein, Zöptau – Kehldorfer.

	Ferriepidoto %	$c : n_p$	$2 V_{n_p}$	n_m
1.	0 circa	— 11° 34′	114° 40′	1.7138
2.	3.8	— 2°	98 20	1.7195
3.	39	+ 4° 10′	68 46	1.7620

L'orientazione ottica per questi tre termini risulta dalla fig. 7, nella quale con *A* e *B* sono rappresentati i due assi ottici.

Come si vede senz'altro, nella pistazite del Rauhbeerstein ad (001) emerge un asse ottico che forma con la normale a quella faccia un angolo vero assai piccolo di 4° 49′, apparente, quindi, nel-

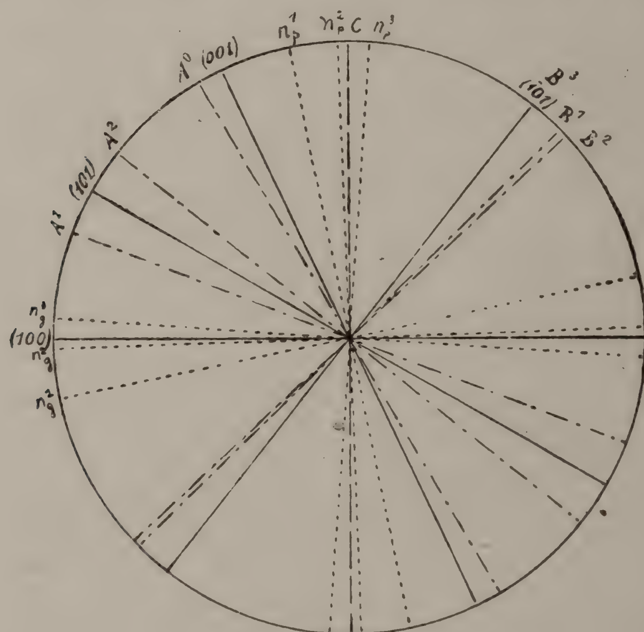


Fig. 7.

l'aria, di 8° 30′: nella clinozoisite della Goslerwand quell'asse ottico forma con la normale a (001) un angolo vero di 25° 40′ (apparente di 18° 8′), mentre nella clinozoisite dell'Alpe Schwarzenstein non si vede più attraverso (001) al conoscopio l'asse ottico, perchè esso è inclinato sulla normale alla base di ben 43° 24′ (angolo vero).

Data questa fortissima variazione dell'angolo che l'asse ottico visibile attraverso (001) al conoscopio forma con la normale alla

base, al variare della composizione, mi è sembrato che fosse opportuno l'indagare se su tale angolo fosse possibile il fondare una determinazione abbastanza attendibile del contenuto in ferriepidoto delle clinozoisiti e delle pistaziti (1). Qualora si giungesse ad una risposta affermativa, è certo che si sarebbe in presenza del metodo semplice e pratico cercato, perchè la misura dell'angolo dell'asse ottico A con la normale a (001) si può fare assai facilmente e con grande rapidità già al microscopio, ottenendo un grado notevole di esattezza, qualora si adoperi il micrometro-oculare a vite, sia semplice, sia doppio come quello di F. E. Wright. La precisione si può ancora aumentare, eseguendo la misura col goniometro Fuess N. 2, applicando il metodo proposto già da lungo tempo da F. Neumann e richiamato in uso da Groth. La determinazione, nella maggior parte dei casi, si può eseguire già sui cristallini intieri, perchè il pinacoide {001} è quasi sempre presente nei cristalli di epidoto, e spesso, anzi, è dominante. Ad ogni modo, è facile ottenere lamine parallele a {001}, perchè secondo quel pinacoide si ha nell'epidoto (e nella clinozoisite) sfaldatura perfetta. Naturalmente, quando si hanno cristalli composti di parti con diversa composizione, vanno esaminate laminucce di sfaldatura ottenute dalle varie parti del cristallo.

L'angolo vero che l'asse ottico A fa con la normale a (001) è evidentemente uguale alla differenza fra V e l'angolo che la bisettrice n_p forma con la normale a (001), angolo che è uguale al complemento di (100) ^ (001), aumentato o diminuito di $n_p : c$, a seconda

(1) È ben noto, ed è riferito in tutti i trattati un po' estesi, che nell'epidoto uno degli assi ottici è poco inclinato su (001), ma, almeno per quanto è a mia cognizione, non mi sembra che si sia finora posta in luce l'importanza diagnostica che ha la posizione di quell'asse ottico rispetto alla normale alla base, e meno che mai che si sia cercato di applicarla alla determinazione approssimativa della composizione dei cristalli misti di clinozoisite e di epidoto.

Soltanto Lacroix (*Minéralogie de la France et de ses Colonies* 1910, IV (2ª), 709) ha notato che « par suite d'une valeur différente de 2 V, tandis que dans l'épidote le clivage p (001) est presque perpendiculaire à un axe optique, dans la clinozoisite, il est très oblique sur celui-ci ».

che n_p si trova nell'angolo β acuto (epidoto) od ottuso (clinozoisite). Conoscendo, poi, l'indice n_m, dall'angolo vero, così calcolato, si deduce senz' altro quello apparente nell'aria.

Disgraziatamente, gli epidoti e le clinozoisiti conosciuti esattamente sia dal punto di vista ottico che da quello chimico sono, finora, in numero ristrettissimo.

Abbastanza numerose sono le determinazioni ottiche eseguite su cristalli non analizzati, e non di rado, quando per un dato giacimento sono state misurate le costanti ottiche e stabilita la composizione chimica, non sono stati adoperati gli stessi cristalli per le determinazioni sia ottiche, che chimiche, sicchè non si hanno dati adoperabili per il nostro scopo (1). E' ancora da osservarsi che, assai spesso, la misura di $n_p : c$ non è stata eseguita con la dovuta esattezza, sia a causa della imperfezione degli spigoli di riferimento, sia, sopratutto, a causa della struttura zonata: in una sezione (010) di epidoto della Knappenwand, RAMSAY ha trovato, in varie zone, per $n_p : c$ dei valori variabili fra 2° 10′ e 3° 50′.

Fra le determinazioni che sono a mia conoscenza, io ne ho scelte alcune poche che, per completezza, perfezione del materiale adoperato, ecc. si presentavano degne della maggiore fiducia. Esse sono le seguenti:

1. Rauhbeerstein, Zöptau. KEHLDORFER.
2. Knappenwand. KLEIN.
3. Lusette, presso Ala. ZAMBONINI (misure inedite).
4. Pfarrerb. Zöptau. KEHLDORFER.
5. Lusette, presso Ala. ZAMBONINI (misure inedite).
6. Rothenkopf, Zillerthal. WEINSCHENK.
7. Monte Tovo, val d'Ala. var. A. ZAMBONINI (misure inedite).
8. Goslerwand. WEINSCHENK.
9. Alpe Schwarzenstein. KEHLDORFER.

(1) Data la struttura zonata frequentissima nell'epidoto e la frequenza di cristalli eterogenei, come quelli di Chiampernotto, del Zillerthal, ecc. è evidente che, assai spesso, la composizione chimica globale determinata non può corrispondere a quella del materiale usato nelle ricerche ottiche.

I numeri 1-5 si riferiscono ad epidoti tipici, il numero 6 è al limite fra l'epidoto e la clinozoisite, i numeri 7, 8, 9 appartengono alla clinozoisite.

Si ha quanto segue, indicando con ω l'angolo apparente fra l'asse ottico A e la normale a (001), e (1) con ω' lo stesso angolo nell' interno del cristallo:

	Ferriepidoto %	ω		ω'
1.	39	8° 30′	calc.	4° 49′
2.	30.9 (2)	15 15	»	8 37
3.	23.6	21 52	mis.	12 19
4.	21.9	23 19	calc.	13 9
5.	19.6	25 19	mis.	—
6.	8	34 31	calc.	19 8
7.	6.8	38 15	mis.	21 8
8.	3.8	48 8	calc.	25 40
9.	0 circa	—		43 24

Con questi dati si sono costruite le due curve della fig. 8, delle quali la superiore si riferisce a ω e l'inferiore a ω'.

Come si vede, la variazione sia di ω, che di ω' in funzione della composizione chimica è *lineare per gli epidoti 1-6* con $2\,V_{n_p} \leq 90°$: nelle clinozoisiti la variazione avviene secondo un' altra legge, è molto più rapida e non è più rappresentabile con una linea retta. Il passaggio dai termini con $2\,V_{n_p} < 90°$ a quelli con $2\,V_{n_p} > 90°$ è indicato da un cambiamento brusco nella legge che regola la variazione di ω in funzione della quantità di ferriepidoto. Questo fatto conferma ancora una volta che ben a ragione il Weinschenk separò le clinozoisiti con $2\,V_{n_p} > 90°$ dagli epidoti con $2\,V_{n_p} > 90°$, e che appare sempre più razionale e

(1) Per (100):(001) si è preso il valore di 64° 36′ negli epidoti e di 64° 30′ nelle clinozoisiti. Accanto al valore di ω si è scritto calc. quando si tratta di valore dedotto come si è detto a pag. 85, mis. quando si tratta di una misura diretta.

(2) Per Fe_2O_3 si è preso 13.67 %, che è la media delle due determinazioni di Ludwig.

necessario il distinguere, nelle indagini mineralogiche e petrografiche, i due tipi di cristalli misti. Grazie alla fig. 8, una tale distinzione si può fare con tutta facilità. Ed invero, è evidente che *apparterranno con certezza alla clinozoisite quei cristalli nei quali l'angolo apparente che l'asse ottico emergente da* (001) *forma con la normale alla base è maggiore od almeno uguale a* 35°, *e che saranno, invece, da riferirsi all'epidoto quei cristalli nei quali quell'angolo è inferiore a* 35°. Se invece

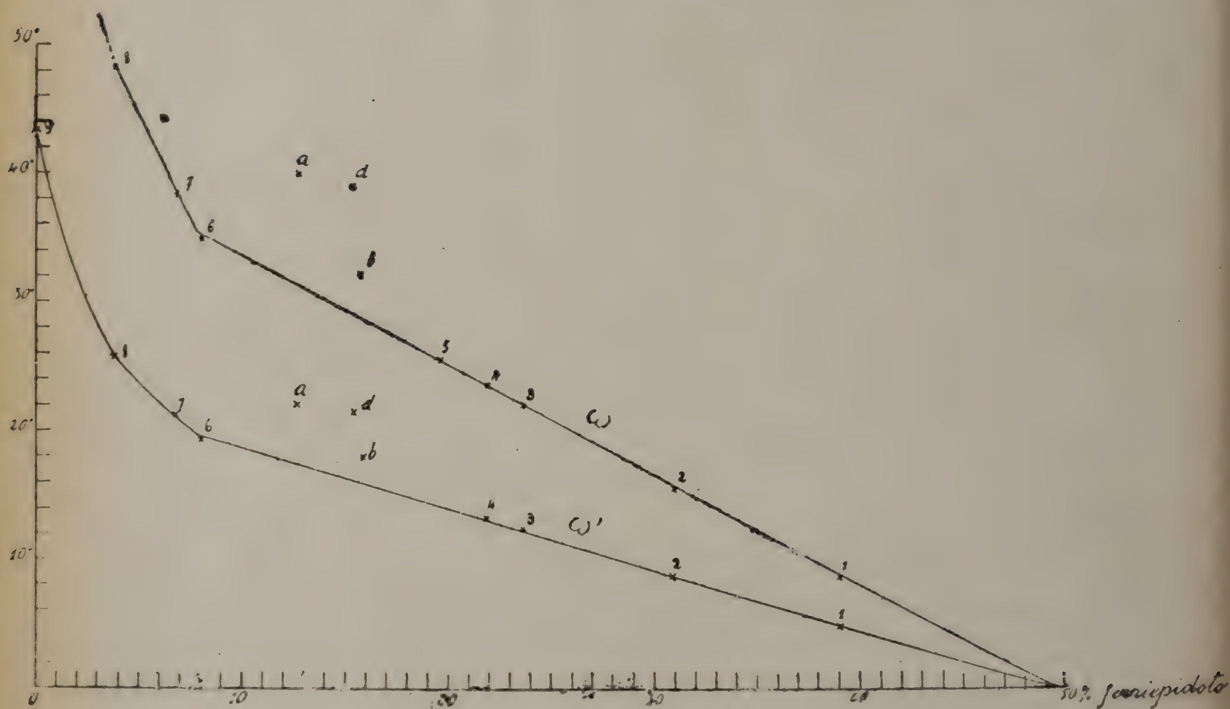


Fig. 8.

dell'angolo apparente si considera quello vero, si ha che il valore di passaggio fra clinozoisiti ed epidoti è di 19° circa.

Si è già ottenuto un risultato importante, ma la grande regolarità osservata nella variazione di ω in funzione del per cento di ferriepidoto, ci permette di poter affermare che dal valore di ω è possibile dedurre, con sufficiente esattezza, la quantità di ferriepidoto. Si è anche autorizzati a prolungare la retta che rappresenta il feno-

meno fino ad incontrare l'asse delle ascisse, il che ci permette di stabilire che ***uno degli assi ottici sarà normale alla base in quei cristalli di epidoto che contengono*** 49.15 % ***circa di ferri-epidoto, ossia*** 21.7 % ***circa*** Fe_2O_3.

L'equazione della retta che rappresenta la variazione di ω in funzione del per cento x di ferriepidoto è approssimativamente la seguente: (1)

$$a) \qquad \omega = -0°\,51{,}16'\;x + 41°\,53'$$

dalla quale si ricava

$$b) \qquad x = \frac{41°\,53' - \omega}{0°\,51{,}16'}.$$

Dai valori di ω dati a pag. 87, si ha:

Epidoto	Ferriepidoto % Calcolato dalla formula *b*)	Ferriepidoto % Calcolato dal contenuto in Fe_2O_3
1. **Rauhbeerstein, Zöptau** .	39.1 %	39 %
2. **Knappenwaud**	31.2	30.9
3. **Lusette presso Ala** . .	23.5	23.6
4. **Pfarrerb, Zöptau** . . .	21.8	21.9
5. **Lusette presso Ala** . .	19.4	19.6
6. **Rothenkopf**	8.6	8

Una differenza un po' notevole fra i valori calcolati per il contenuto in ferriepidoto si ha soltanto per l'epidoto del Rothenkopf, ma si tratta pur sempre di una differenza che si può dire praticamente trascurabile, perchè corrisponde ad un divario di appena 0.3 % Fe_2O_3 (2).

(1) Mi sono contentato di un calcolo approssimativo, senza ricorrere all' impiego dei minimi quadrati, che avrebbe condotto ad un' esattezza in pratica illusoria.

(2) A 8.6 % di ferriepidoto corrisponde, infatti, 3.8 % Fe_2O_3: a 8 % di ferriepidoto 3.5 % Fe_2O_3 (Weinschenk ha trovato 3.52 % Fe_2O_3). Dato il per cento in Fe_2O_3 si ottiene la quantità di ferriepidoto mediante il fattore 2.26 (logaritmo esatto 0.35431).

E' da osservarsi che le formole a) e b) valgono soltanto per i valori di x compresi fra 8 % e 49.15 % circa e per quelli di ω che vanno da 0° a 35° circa.

Naturalmente, delle formule analoghe si possono calcolare anche per l'angolo vero ω' che l'asse emergente da (001) forma con la normale alla base, ma è chiaro che esse avranno un impiego molto più limitato delle a) e b), perchè la determinazione di ω' richiede la conoscenza dell'indice di rifrazione n_m, ed è, perciò, evidente che, in pratica, saranno molto più utili le formule che si riferiscono a ω, facilmente e rapidamente determinabile.

Ad ogni modo, l'equazione della retta ω', così come è disegnata nella fig. 8, si può rappresentare con

$$c) \qquad \omega' = -0^\circ\,28{,}32'\ x + 23^\circ\,12'$$

dalla quale si ha

$$d) \qquad x = \frac{23^\circ\,12' - \omega'}{0^\circ\,28.32'}.$$

Le formule date per ω e ω' si adattano abbastanza bene anche ad alcuni altri epidoti. Così, in base ai dati di STÖBER (1) per l'epidoto di Quenast si calcola $\omega' = 10^\circ\,40'$: dall'analisi di RENARD segue $x = 25\,\%$, e la formula c dà $\omega' = 11^\circ\,24'$: l'accordo si può considerare tanto più soddisfacente, se si pensa che la determinazione di $c : n_p$ è data come soltanto approssimativa (3° circa), ed è certamente troppo alta. In base alla composizione, ci si aspetterebbe $c : n_p = 1^\circ\,48'$ circa, ed allora si avrebbe $\omega' = 11^\circ\,52'$, $\omega = 21^\circ\,1'$: dalla formula a) si ha $\omega = 20^\circ\,34'$.

Nella letteratura sono riferiti dei dati ottici su quattro epidoti, molto vicini fra loro, sia per composizione, che per proprietà ottiche, ma che non vanno d'accordo con quanto si deduce dagli altri epidoti studiati. I quattro epidoti, che diremo, per ora, anormali, sono i seguenti:

(1) *Notice cristallographique sur l'épidote de Quenast et la barytine de Fleurus.* Bull. Ac. sc. de Belgique 1895 (3) XXIX, 403).

Località	Autore	Ferriepidoto per cento	$c : n_p$	β	$2 V_{n_p}$	ω	ω'
a) Huntington, Mass. . .	FORBES (1) . .	12.8	2° 9'	1.716	90° 32'	39° 50'	21° 55'
b) Zillerthal (verde chiaro)	FORBES (1) . .	15.8	0° 30'	1.7245	87° 46'	31° 59'	17° 53'
c) Camp-Ras (Ariège). .	GAUBERT (2) .	13	?	1.7149 a 1.7183	93° 31'	—	—
d) Inverness-shire . . .	H. H. THOMAS (3)	15.4	1° ca	1.7196	89° 35'	38° 49'	21° 23'

Nella fig. 8 i punti corrispondenti ad *a*, *b* e *d* sono rappresentati con queste lettere: per *c*, mancando $c : n_p$, non è possibile il calcolo di ω e di ω' (4).

Come si vede, gli epidoti di Huntington, del Zillerthal e dell'Inverness-shire vengono a trovarsi completamente fuori sia della curva che rappresenta ω, che di quella che ci dà l'andamento di ω' in funzione di *x*. Ma, per fortuna, è facile il constatare che la loro posizione è del tutto irregolare, e che in nessun modo sarebbe possibile il metterli d'accordo sia con le altre determinazioni eseguite nell'epidoto, sia con quelle che si riferiscono alla clinozoisite. E' evidente, perciò, che si tratta di valori anomali. La causa dell'anomalia, qualora non dipenda dalla presenza, negli epidoti in questione, di qualche costituente, come ad esempio, il sodio, il fluoro od il cloro, non dosato, va ricercata da un lato nel fatto che, quando non si adopera lo stesso materiale per le indagini ottiche e per le ricerche chimiche, è facile si verifichi che i cristalli adoperati per le misure ottiche abbiano una composizione chimica diversa da quelli analizzati: dall'altro lato, nella grande diffusione della struttura polisintetica nei cristalli di epidoto. Ora, FORBES dice espressamente nel suo lavoro di avere adoperato, per le misure ottiche, un bel geminato, THOMAS specifica di aver determinato le costanti ottiche in un cristallo che presentava lamelle di geminazione, solo aggiunge di avere eseguito le misure nelle parti non geminate del cristallo. E' da no-

---

(1) loc. cit.

(2) in A. LACROIX, *Minéralogie de la France et de ses Colonies,* 1910, IV (2°), 710.

(3) *On an epidote from Inverness-shire.* Min. Mag. 1905, XIV, 109.

(4) ω e ω' sono stati calcolati da me.

tare che l'ARTINI (1), già molti anni fa, ha mostrato in quali gravi errori si possa cadere adoperando di tali cristalli: egli ha osservato che, in una lamina tagliata in un geminato di Mortigliano (isola d'Elba), normalmente alla bisettrice ottusa, dopo avere eliminato con la smerigliatura uno degli individui, tra i due assi ottici dell'individuo principale (con $2\,V_{n} = 73°\,58'$) ne emergeva uno di un altro individuo e l'inclinazione di uno degli assi del primo individuo su quelli di quest'ultimo conduceva ad un $2\,V_{n}$ non troppo lontano da 88° circa.

Del resto, che le misure di FORBES sieno inquinate da qualche errore, risulta chiaramente dal fatto che il valore di $2\,V_{n_g}$, che si calcola da n_p, n_m, n_g, differisce enormemente dal valore trovato. Si ha, infatti:

	$2\,V_{n_g}$ calc.	$2\,V_{n_g}$ trovato
Huntington	53 ⅓°	89° 28′
Zillerthal	68 ⅓°	92 14

Quanto all'epidoto della contea di Inverness, THOMAS dà $2\,V_{n_p} = 89°\,35'$, ossia un valore pressochè identico a quello trovato da WEINSCHENK nei cristalli rosei del Rothenkopf. Il contenuto in ferriepidoto dovrebbe, perciò, essere lo stesso nei cristalli dei due giacimenti, mentre WEINSCHENK ha trovato in quelli tirolesi solo 3,52 % Fe_2O_3 e POLLARD, in quelli inglesi, ben 6.81 % Fe_2O_3. E' evidente, che in uno dei due casi o la composizione dei cristalli studiati otticamente era diversa da quelli analizzati, o qualche errore ha viziato le determinazioni. Ora, che le ricerche di WEINSCHENK siano esatte, risulta in prima linea (2) dal fatto che esse vanno d'accordo perfettamente con quelle degli epidoti 1, 2, 3, 4, 5, in secondo luogo dal fatto che il WEINSCHENK ha trovato che i cristalli del ROTHENKOPF, con 3.52 % Fe_2O_3, sono al limite tra

(1) *Epidoto dell'Elba*. Memorie R. Acc. Lincei, 1887 (4ª) IV, 396.

(2) Risulta anche dal fatto che il valore di $2\,V_{n_p}$ calcolato da n_p, n_m, n_g è 88° 51′, mentre la misura diretta ha dato a WEINSCHENK 89° 16′.

epidoto con $2V_{n_p} < 90°$ e clinozoisite con $2V_{n_p} > 90°$, il che va completamente d'accordo con le determinazioni di MILLOSEVICH (1), che ha trovato *positivi* i cristallini di St. Barthélemy (Val d'Aosta) con 3.25 % Fe_2O_3, e con le mie, che ho pure riconosciuto appartenenti alla clinozoisite i cristalli di Monte Tovo con 3.01 % Fe_2O_3. Secondo lo stesso MILLOSEVICH, i cristalli verdolini di St. Bartélemy con 5.25 % Fe_2O_3 sono *negativi*, il che è di nuovo in contrasto con THOMAS, che dà i suoi cristalli con 6.81 % Fe_2O_3 negativi per la luce del sodio, positivi per quella del tallio, e con FORBES, che ha trovati positivi per tutte le luci i cristalli di Huntington, con 5.67 % Fe_2O_3.

Da quanto si è detto, mi sembra risulti chiaramente che i dati di FORBES e di THOMAS non si possono utilizzare in uno studio delle relazioni che passano fra le proprietà ottiche degli epidoti e la loro composizione chimica. Altrettanto è da dire per i cristalli dell'Ariège studiati da AZÉMA e da GAUBERT, i quali hanno le proprietà ottiche della clinozoisite, mentre conterrebbero 5.75 % Fe_2O_3, il che è in pieno contrasto con le osservazioni surriferite. È, però, facile lo spiegare i risultati del GAUBERT. Infatti, MICHEL-LÉVY, in uno stesso cristallo di Cabre, sempre nei contatti granitici dell'Ariège, ha trovato $n_g - n_p$ variabile fra 0.016 e 0.054 nelle varie zone. Misurando gli indici di rifrazione col totalreflettometro, si determinano, naturalmente, i valori che spettano alla zona superficiale clinozoisitica, che ha una composizione ben diversa da quella media del cristallo.

Per quel che riguarda i vari termini della serie clinozoisite, è da osservare che, come risulta dalle ricerche di KEHLDORFER e dalle curve della fig. 8, la variazione delle proprietà ottiche è, nei termini che contengono pochissimo ferriepidoto, assai rapida, dimodochè ad una differenza molto piccola nel per cento di Fe_2O_3 ne corrisponde una molto considerevole nei valori di ω e di ω'. Si capisce anche

(1) *Sopra gli epidoti poco ferriferi (clinozoisite-epidoto) di S. Barthélemy in Val d'Aosta.* (Atti Soc. Ligustica di Scienze nat. e geogr 1908, XIX, fasc. 3-4).

come, in questi casi, la presenza di quantità relativamente piccole del silicato della piemontite o dell'altro $H\overset{II}{Fe_2}Al_3Si_3O_{13}$ debba esercitare sulle proprietà ottiche un' influenza non trascurabile, al contrario di quanto si verifica negli epidoti propriamente detti. Ciò, naturalmente, complica assai il problema delle relazioni quantitative fra composizione chimica ed i valori di ω e di ω' (e le proprietà ottiche in genere) nelle clinozoisiti tipiche. Deve, inoltre, osservarsi, che nelle clinozoisiti molto povere in ferriepidoto la determinazione di ω nell'aria non è possibile, ed è necessario, invece, ricorrere all'immersione della lamina di sfaldatura secondo la base in liquidi ad indice di rifrazione elevato. La cosa migliore è di impiegare una miscela di joduro di metilene e bromonaftalina con $n = 1,715$ circa: poichè questo valore è assai prossimo a n_m delle clinozoisiti, si ha direttamente ω'. Quando è possibile la misura di ω nell'aria, per passare a ω' si può pure prendere $n_m = 1.715$, qualora non si sia determinato il valore esatto: il valore di ω' così ottenuto non differirà dal vero che tutt'al più di pochi primi, di una quantità, cioè, praticamente trascurabile.

La curva ω' della fig. 8, *per la parte che si riferisce alla clinozoisite*, è rappresentata abbastanza esattamente mediante la formula

$$\omega = 43°\,24' - 6°\,26'\,x + 0°\,28'\,x^2$$

indicando con x il per cento in ferriepidoto.

Nella tabella che segue, dò i valori calcolati di ω di ω' per alcuni termini della serie clinozoisite, tabella più che sufficiente per gli usi pratici.

Ferriepidoto %	ω'	ω
7	21° 14′	38° 40′
6	21 36	39 20
5.5	22 8	40 20
5	22 54	42 0
4.5	23 54	44 10
4	25 8	47 0
3.5	26 36	50 20
3	28 18	54 20
2.5	30 14	59 40
2	32 24	—
1.5	34 48	—
1	37 26	—
0	43 24	—

I valori di ω si sono dedotti da quelli di ω', adoperando $n_m = 1.725$ per $x = 7\%$, $n_m = 1.72$ per $x =$ da 6 a 4 %, $n_m = 1.715$ per gli altri termini. I minuti primi sono stati arrotondati.

La quantità percentuale di ferriepidoto contenuta negli epidoti e nelle clinozoisiti si può determinare abbastanza esattamente anche in base al valore dell'angolo vero degli assi ottici. Se noi consideriamo, infatti, le determinazioni eseguite su materiale omogeneo, ben studiato anche chimicamente, noi abbiamo i valori seguenti:

N.	Località	Autòre	Ferriepidoto %	$2\,V_{n_p}$ (Na)
1.	Rauhbeerstein, Zöptau .	KEHLDORFER .	39	68° 46′
2.	Knappenwand . . .	KLEIN . . .	30.9	73 26
3.	Schwarze Wand . . .	WEINSCHENK .	31.5	73 30
4.	Quenast	STÖBER . . .	25	78 8
5.	Lusetto (Ala)	ZAMBONINI . .	23.6	78 24
6.	Pfarrerb, Zöptau . .	KEHLDORFER .	21.9	79 55

N.	Località	Autore	Ferriepidoto %	$2V_{n_p}$ (Na)
7.	Lusette (Ala)	ZAMBONINI	19.6	81 30
8.	Rothenkopf	WEINSCHENK	8	89 16
9.	Monte Tovo	ZAMBONINI	6.8	91 10
10.	Goslerwand	WEINSCHENK	3.8	98 20
11.	Alpe Schwarzenstein	KEHLDORFER	0 circa	114 40

I dati di questa tabella sono stati riportati nella fig. 9, la quale mostra che la curva che dà $2V$ in funzione della composizione chi-

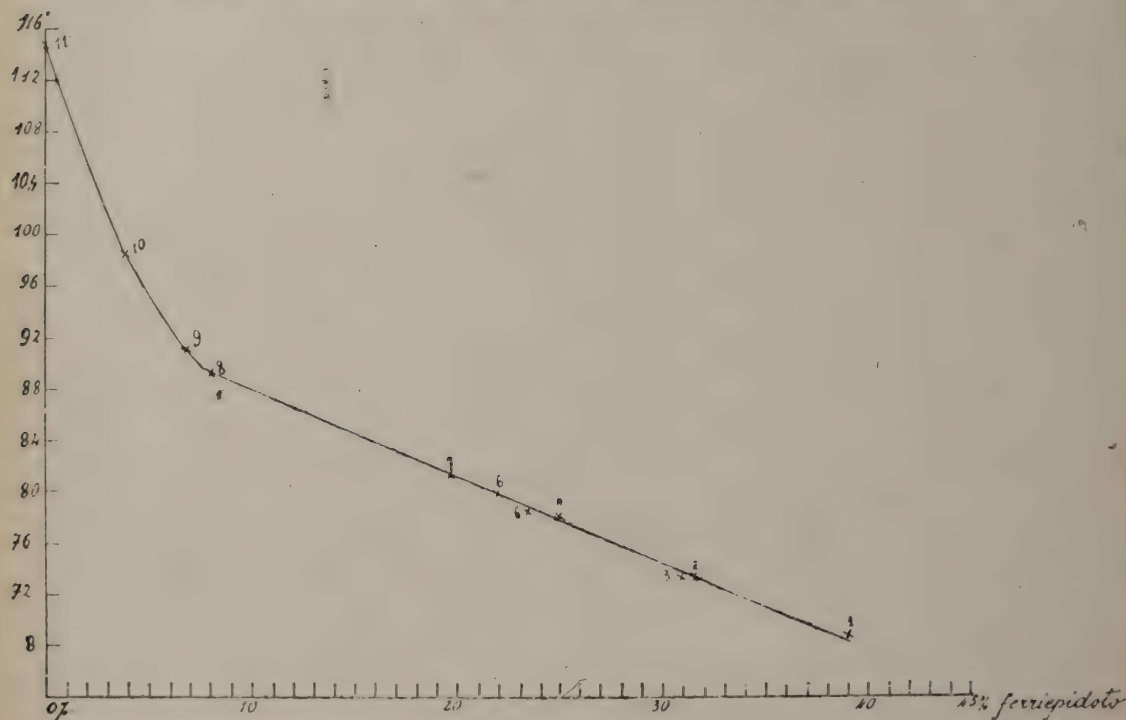


Fig. 9.

mica ha lo stesso andamento di quelle che rappresentano ω e ω'. Per gli epidoti si ha una linea retta, la cui equazione è approssimativamente la seguente:

$$2V = 94°27' - 0°39{,}8'\,x$$

indicando con x la quantità percentuale di ferriepidoto.

Si ha, perciò,

$$x = \frac{94^\circ 27' - 2\,V}{0^\circ 39{,}8'}$$

Questa formula vale, naturalmente, soltanto quando $2\,V < 90^\circ$ (1).

Nelle clinozoisiti, $2\,V$ cresce molto rapidamente al diminuire della quantità di ferriepidoto: la curva che rappresenta la variazione di $2\,V$ in funzione del per cento in ferriepidoto ha l'equazione approssimativa:

$$2\,V_{n_p} = 114^\circ 40' - 5^\circ 22'\,x + 0^\circ 17'\,x^2$$

indicando, come al solito, con x la quantità percentuale di ferriepidoto.

Nella tabella seguente ho riunito i valori calcolati di $2\,V$ per alcuni termini della serie clinozoisite (2).

Ferriepidoto %	$2\,V_{n_p}$
7	91°
6	92 ²/₃ °
5.5	93 ³/₄ °
5	95°
4.5	96 ¼ °
4	97 ³/₄ °
3.5	99 ⅓ °
3	101°
2.5	103°
2	105°
1.5	107 ¼ °
1	109 ½ °
0	114 ²/₃ °

S'intende che i valori di questa tabella sono soltanto approssimativi, ma sufficienti, ad ogni modo, per gli usi pratici.

---

(1) Per $2\,V$ molto prossimo a 90°, questa formula dà per x dei valori un po' troppo bassi. Infatti, per $2\,V = 90^\circ$ si avrebbe 6.7 % di ferriepidoto, mentre in realtà si dovrebbe avere un valore un poco più elevato (7.5 % circa).

(2) Nella tabella, i valori sono dati arrotondati.

Non tutte le determinazioni finora note si accordano con le formule surriferite, per gli epidoti e le clinozoisiti.

Tale è il caso, per esempio, per i cristalli dell'Ariège, di Huntington, dell'Invernesshire e della valle di Ziller, che sono stati già discussi esaurientemente, a mio parere, a pag. 91 e seg.

Anche per qualche altro disaccordo, è facile il mostrare che, secondo ogni probabilità, si tratta soltanto di disaccordo apparente, dovuto al fatto che le proprietà ottiche sono state determinate in un cristallo (o in una plaga di un cristallo) avente composizione chimica diversa da quella del materiale analizzato. Così, O. ANDERSEN, per l'epidoto di Notodden con 27.2 % di ferriepidoto, dà $2V = 73° 39'$, mentre secondo la formula data per i termini epidotici si dovrebbe avere $2V = 76°$ circa. La differenza non è fortissima: si può affermare con certezza, tuttavia, che se la determinazione di $2V$ è esatta, il cristallo nel quale fu eseguita doveva essere più ferrifero di quelli analizzati. Infatti, il valore dato da ANDERSEN è praticamente identico a quelli che KLEIN e WEINSCHENK hanno trovato rispettivamente nei cristalli della Knappenwand e della Schwarze Wand: ora, questi contenevano 30.9 e 31.5 % di ferriepidoto, sicchè all'accordo nei valori misurati di $2V$ si unisce quello nella composizione chimica. Le determinazioni del KLEIN e del WEINSCHENK si controllano e confermano, perciò, vicendevolmente, e meritano, quindi, la più grande fiducia.

Così pure BOERIS nell'epidoto della Comba di Compare Robert, presso Avigliana, ha misurato $2V_{Na} = 76° 1'$, mentre dall'analisi si deduce un per cento in ferriepidoto di 36.7.

Ora, una tale composizione, intermedia fra quella dei cristalli della Knappenwand e quella dei cristalli del Rauhbeerstein, fa prevedere, per $2V$ un valore compreso fra 73° 26′ e 68° 46′. E' evidente, che il cristallo adoperato per le misure ottiche doveva essere meno ferrifero di quelli analizzati: in base al valore trovato da BOERIS per $2V$ doveva contenere soltanto 27.5 % circa di ferriepidoto.

La variazione lineare di $2V$ in funzione del per cento in ferriepidoto nei termini appartenenti alla serie epidoto, si fonda su ben

otto determinazioni, eseguite da diversi studiosi, su materiale assai buono: sette di esse (va esclusa, cioè, solo quella che si riferisce all'epidoto di Quenast) furono eseguite appositamente in vista di portare un contributo allo studio delle relazioni che passano fra composizione chimica e proprietà ottiche nell'epidoto, sicchè le conclusioni che da esse si possono trarre vanno tenute in seria considerazione, e non potranno che essere confermate da nuove ricerche. Io ritengo che le formule dedotte possano utilmente adoperarsi per calcolare la composizione chimica di quegli epidoti nei quali fu determinato o si determinerà $2V$, senza poter procedere all'analisi del materiale studiato otticamente. S'intende, per altro, che dalle formule date non può pretendersi una esattezza eccessiva, specialmente per quei termini che si trovano al limite fra la clinozoisite e l'epidoto.

Torino, Istituto di Mineralogia della R. Università.
Giugno 1918.

V.

VENTURINO SABATINI

GLI ELEMENTI PER LO STUDIO GEOLOGICO DELLE REGIONI VULCANICHE

(Predisposizione ed esecuzione del lavoro)

Prolusione al corso libero di Vulcanologia tenuta il 9 dicembre 1916 nella R. Università di Roma [1]

INTRODUZIONE.

In questa lezione dovrò fare allusione a scienziati e ad amici della Scienza appartenenti al nostro Paese e scomparsi da poco, e ad altri ancora viventi. Sono per la maggior parte persone a cui la Scienza deve molto per la buona volontà e per l'attività di cui dettero prova, e che se nel campo dello studio delle regioni eruttive non si spinsero sulle nuove vie gli è che a tempi loro tali vie non erano ancora aperte in Italia, mentre erano già largamente aperte e battute altrove. Di tale deficienza sembra che non ci sia da dolersi perchè, essendo noi tanto avanti in quasi tutti i rami del sapere, possiamo averne trascurato qualcuno senza troppo disdoro, tanto più che trattandosi di ricerche che richiedono osservazioni costose e più costose esperienze, sarebbero occorsi mezzi assai più cospicui di quelli ottenuti.

Sono circa tre lustri che in una mia pubblicazione [2] io affrontavo il difficile problema della Petrografia in Italia, mostrando che quando essa era già sviluppata altrove era quasi ignorata tra noi, e, allar-

[1] Questa prolusione fu cominciata a stampare nel 1919.

[2] *Riv. d'Italia*, Roma, dic. 1902.

gando la discussione per risalire alle cause, mettevo in evidenza tra queste anche le somme insufficienti di cui disponevano, e purtroppo di cui dispongono ancora, i nostri gabinetti scientifici. Ora aggiungerò che per le facoltà di Scienze Naturali ai mezzi scarsi che ne ostacolano il buon funzionamento venne ad aggiungersi l'allontanamento della maggior parte degli studenti, quando nella nostra Scuola Secondaria moltissime cattedre di tali scienze furono aggregate a quelle di Matematica prima, di Fisica dopo. Queste disgraziate condizioni non potevano invogliare nessuno a proporre l'istituzione d'una cattedra di Petrografia; e molto meno a fare più tardi una eguale proposta per la Vulcanologia in quelle stesse facoltà che attraversavano una così difficile crisi.[1] Si finì col cadere nel circolo vizioso che delle due scienze sarebbero mancati i professori perchè sarebbero mancati gli studenti oltre che i mezzi; e sarebbero mancati gli studenti perchè sarebbero mancati i professori oltre che la prospettiva d'un qualsiasi avvenire. Insomma la Petrografia non fu appresa che da qualche solitario eminente delle Università, mentre della esistenza della Vulcanologia, salvo qualche altra rara e bella eccezione, sembra che nessuno si sia mai accorto. E questo quando fuori d'Italia la prima scienza fioriva, come diremo, e nella seconda si pubblicavano opere monumentali.

Non è qui il caso di fare un carico all'Istituto della Carta Geologica d'Italia se tra le sue ricerche mancarono completamente le petrografiche e le vulcanologiche nei primi anni della sua fondazione, poichè la colpa fu dell'ambiente, non già dell'istituto, o di chi ebbe il merito d'averlo creato. Ma va soggiunto che a tali condizioni nello ufficio della Carta si riparò appena si potette, mentre fuori di tale ufficio non si è potuto riparare ancora.

---

[1] Molti credono da lunghissimo tempo possa essere un rimedio adibire i naturalisti permanentemente nel servizio della Carta Geologica, non accorgendosi che con tale riforma non riuscirebbero a mettere a posto più di otto o dieci persone ogni venti o trent'anni. Con diverse parole Carlo Viola, nei Rendiconti dei Lincei, ha detto recentemente la stessa cosa.

Ciò posto passerò innanzi tutto rapidamente in rivista i diversi stadii attraversati dalle cognizioni necessarie allo studio delle regioni eruttive, per arrivare al loro sviluppo attuale.

Al passaggio fra il secolo XVIII e il XIX, e più propriamente fra il 1770 e il 1830, le ricerche di Werner e dei suoi discepoli de Buch e de Humboldt; quelle di Darwin, di Lyell e di Smith; e quelle di De Dolomieu, Desmarets, de Saussure, Cuvier, Brongniart e Elie de Beaumont condussero alla fondazione della Geologia, mentre la Cristallografia era sorta per opera di Romé de l'Isle e d'Haüy e la Chimica per opera di Lavoisier.

Ma prima assai che il campo della Geologia fosse definito una gran quantità di osservazioni, di studii, di risultati ne avevano determinato i punti principali, poichè le ricerche di questa scienza così recente risalgono e si perdono nelle tenebre dei tempi più remoti. E, come doveva avvenire, col progredire di queste ricerche, sorsero e progredirono i metodi delle rappresentazioni grafiche dei loro risultati. Queste rappresentazioni furono dapprima litologiche e mineralogiche, e le diverse formazioni vi erano indicate a mezzo di segni e di tratteggio. Nacquero cosi le carte geologiche, di cui un primo abbozzo fu dovuto a Coulon e risale al 1644.[1] Nel 1743 Chr. Pack pubblicò la carta del Kent orientale, e nel 1751 Guettard quelle dei terreni che traversano la Francia e l'Inghilterra.[2] Quindi vennero fuori le carte dovute ad un gruppo di geologi, cioè a d'Omalius d'Halloy, a Brongniart, a Prévost e ad alcuni inglesi sulle relazioni degli antichi depositi fra il Nord della Francia e il Sud dell'Inghilterra. Nel 1755 Guettard pubblicò una carta dell'Egitto.[3] Altre carte vennero pubblicate fra il 1780 e il 1784 da Guettard, Mounet, Palassou, Desmarets. In Germania Reuss pubblicò la carta della Boemia settentrionale nel 1793, Fichtel quella della Transilvania nel 1797 e Lasius quella dell'Harz nel 1798.

---

[1] *Les rivières de France ou Description géographique et historique du cours et débordement des fleuves*, ecc.

[2] Mém. Ac. d. Sc., Paris.

[3] Idem.

Charpentier pare sia stato il primo ad adottare i colori, per indicare i terreni nelle carte geologiche, pubblicando la sua carta della Sassonia nel 1778. Becher ne seguì l'esempio pel Nassau nel 1788. Riess similmente nel 1791 per una parte dell'Hesse. Altri vennero dopo, ma solo a partire dal 1811 la colorazione si generalizzò, seguendosi due sistemi: o colorando i soli limiti, o tutta l'estensione delle formazioni. Ma il sistema che prevalse fu il secondo. Notevole fu poi la carta dell'Inghilterra in sei fogli pubblicata da Greenough nel 1821. E la piccola carta dell'intera Francia nel 1822.[1]

Intanto sorse anche il concetto di rappresentare con fogli diversi le diverse epoche della Terra. Carlo Gemmellaro nel 1834 presentò alla Società Geologica di Francia un curioso gruppo di tali carte per la Sicilia.[2] E sorse fin d'allora anche il sistema delle carte geologiche in rilievo, modellandole come meglio si poteva dalle carte topografiche allora esistenti.

Quanto alle regioni vulcaniche e alle loro manifestazioni fin dall'epoca a cui siamo giunti erano note quasi tutte le quistioni che si potevano proporre su di esse, pure senza averle risolute che in piccola parte. Per convincersene basta leggere il quistionario sui vulcani proposto al geologo da Ami Boué.[3] Quanto al problema sulla costituzione dell'intero gruppo delle rocce eruttive, esso era già stato affrontato vigorosamente molti anni prima. Dopo che il nostro Spallanzani e de Dolomieu se ne erano occupati verso la fine del XVIII secolo, trattandolo coi metodi della sintesi, Cordier lo aveva stretto più da vicino determinando i minerali staccati meccanicamente dalle rocce col microscopico a luce naturale. È noto che

---

[1] Ann. d. Mines.

[2] Erano carte ognuna delle quali conteneva le formazioni d'un' epoca, mentre il resto del foglio era stato tagliato e soppresso. Sovrapponendole si aveva l'insieme delle formazioni visibili sul terreno attuale. Queste carte furono depositate all'Accademia Gioenia, e descritte nel Giorn. di Sc. Lett. ed Arti di Sicilia (*Descrizione d'una nuova tavola geologica di Sicilia*, 1834).

[3] *Guide du géologue voyageur*, Paris, Levrault, 1836.

la classificazione delle rocce proposta da Cordier fu lungamente in onore in tutti i musei d'Europa.

La costituzione degl' istituti di Stato della Carta Geologica in Inghilterra [1] e in Francia non solo fu il coronamento di questa felice epoca, ma dette altresì basi più salde ad alcune scienze già sviluppate come la Paleontologia e la Stratigrafia,[2] mentre altre come la Petrografia e la Vulcanologia contribuì a far nascere più tardi.

Difatti lo studio dei terreni sedimentarii si avviò subito verso il suo completo sviluppo, mentre quello dei terreni eruttivi restò incerto ancora per qualche tempo. È noto che Delesse si era occupato di rocce eruttive per trenta o quarant' anni, e davanti all'insuccesso ottenuto, specialmente per la determinazione delle rocce vulcaniche, si scoraggiò e abbandonò l' impresa. La Stratigrafia prese così il sopravvento sullo studio dei terreni eruttivi. Ma nel 1859, vivente ancora Delesse, Sorby fece vedere che esaminando nel microscopio, sia pure quello d'allora a sola luce naturale, una scheggina di roccia assottigliata fino a divenir trasparente, se ne potevano distinguere tutti gli elementi. Ma egli non era mineralogista e si fermò lì.

Occorreva che il microscopio si perfezionasse e che vi si aggiungesse l'apparecchio di polarizzazione perchè dalla vecchia Litologia o Petrologia nascesse la Petrografia basata sui metodi ottici.[3]

In Germania ed in Francia vi si lavorava con ardore. Fouqué, già vecchio, si commoveva quando ricordava i tempi in cui per

---

[1] In Inghilterra il rilevamento geologico per conto dello Stato cominciò nel 1837. L' istituto autonomo della carta fu costituito nel 1845.

[2] « Un facteur du développement de la Géologie dans notre pays, dont l' in« fluence vient souvent, du reste, se superposer à celle du haut Enseignement, « réside dans l'action . . . du *Service* de la Carte Géologique . . . ». Emm. de Margerie, Paris, Larousse.

[3] La luce polarizzata fu scoperta da Malus nel 1810, ma non fu introdotta nel microscopio che molti anni più tardi. Le prime pubblicazioni sugli apparecchi di polarizzazione risalgono al 1828 e 1839 e furono fatte da Nicol pel prisma che oggi porta il suo nome (Edimb. new. phil. Journ.). Foucault venne dopo (Ac. d. Sc., Paris, 1857), Hartnak e Prazmowsky anche più tardi (Ann. de Chim. et Phys., Paris, 1866).

dare la lucidatura alla preparazione, dopo averla convenientemente assottigliata, gli occorreva una giornata intera di lavoro, finito il quale con ansia febbrile correva al microscopio. Ma nella pubblicazione dei nuovi metodi egli fu preceduto da Zirkel, che era stato alunno di Sorby, e che nel 1866 pubblicò i primi due volumi della sua opera *Lehrbuch der Petrographie.* Nel 1879 Fouqué pubblicò il *Santorin et ses éruptions*, e le rocce in esso descritte erano determinate con metodi in parte creati apposta e spiegati per la prima volta. E nello stesso anno insieme a Michel-Lévy pubblicò la *Minéralogie micrographique*, che è nella prima parte l'esposizione dei metodi ottici messi insieme dal suo collaboratore sulle basi rigorose di dimostrazioni matematiche applicate sopratutto alle sezioni in zona; e che nella seconda parte contiene principalmente la descrizione dei caratteri ottici di minerali e di rocce, con una classificazione di queste ultime d'una semplicità meravigliosa ed in singolare contrasto con la complicazione farraginosa delle classificazioni precedenti.

Dieci anni dopo scoppiò una vivace discussione sulle strutture e le classificazioni delle rocce eruttive tra due dei più eminenti caposcuole della Petrografia moderna, Michel-Lévy e Rosenbusch, e il primo afferma vigorosamente la superiorità della scuola petrografica francese sulla tedesca.[1]

Così le grandi linee della nuova scienza sono create, non occorrerà che completarle. Parecchi mineralogisti matematici vi si dedicheranno, e l'apparizione dei tre fascicoli di Michel-Lévy sulla *Détermination des feldspaths* segnerà un'altra data gloriosa tra gli anni 1894 e 1904.

Anche il vulcanismo è stato stretto da vicino. Desmarets, direttore delle manifatture di Stato, ha dimostrato che il basalte è una lava, con una memoria che non sarà conosciuta che più di un secolo dopo,[2] mentre da molti si continueranno a distinguere i basalti

[1] *Structure et classification des roches éruptives*, Paris, Baudry, 1889. H. Rosenbusch, *Tschermak's Min. u. Petr.*, Wien, 1891.

[2] *Mémoire sur l'origine et la nature du basalte.* Ac. d. Sc., Paris, 1774.

dalle lave basaltiche e le trachiti dalle lave trachitiche. Al principio del secolo XIX de Buch pontificava in fatto di vulcanismo. E se era giunto a convertirsi alla scuola plutonista per l'origine dei basalti, aveva convertito molti altri a quella teoria dei crateri di sollevamento che egli aveva diffusa verso il 1820, generalizzando l'ipotesi di de Humboldt sulla formazione del Jorullo, teoria che se fu strenuamente sostenuta da numerosi geologi tra cui Elie de Beaumont e Dufrénoy, che la dichiararono «evidente» e «rigorosa», non fu meno strenuamente combattuta da altri numerosi del pari tra cui Poulett Scrope, Dana, Lyell, Hartung, Fouqué, e prima ancora da Prévost dopo che nel 1831 fu ritornato dal suo viaggio all' Isola Ferdinandea. Nel 1847 Elie de Beaumont pubblica la sua celebre *Note sur les émanations volcaniques et métallifères.* Dopo le ricerche chimiche sulle fumarole dei vulcani d'Islanda iniziate da Bunsen nel 1846, quelle di Sainte-Claire Deville sui vulcani italiani e sul Santorino, fatte tra il 1856 e il 1867, e quelle di Fouqué tra il 1861 e il 1867 hanno permesso di stabilire la legge di queste emanazioni nel tempo e nello spazio. Nel *Santorin et ses éruptions*, già citato, lo stesso Fouqué dà la teoria dei *vulcani-cumulo* o delle *cupole*, che Lacroix dovrà completare molti anni dopo.

Ma intanto si può dire che a partire dal 1879 la Geologia ha completato i suoi metodi, e che da quell'epoca il rilevamento geologico è divenuto un' opera scientifica in tutte le sue parti, e si basa sopra nozioni che non è più lecito d'ignorare a chiunque vi si dedichi.

L'Italia, riunitasi in un solo Stato dopo le guerre del 1859 e del '60, pensò subito all'Istituto della Carta Geologica con deliberazione del nuovo governo su proposta del benemerito ministro Cordova, ma solo nel 1867 tale istituto, annesso al R. Corpo delle Miniere, cominciò a funzionare con deboli assegni.[1] Non fu che dopo il 1870 che questi assegni potettero essere elevati e il funzionamento dell'istituto raggiunse una maggiore regolarità, quando gl'istituti simili d'Inghilterra e di Francia già erano stati costituiti e dotati di larghi mezzi da un

[1] L. Baldacci, *La Carta Geologica d'Italia,* Boll. Com. Geol., XLII, e AA. cit. dal medesimo.

quarto di secolo. Mentre però si verificava un tale ritardo, la Paleontologia, che aveva sempre avuto i suoi cultori in Italia, aveva continuato a progredire e perciò nessuna spinta potè venirle dalla nuova istituzione. La Stratigrafia invece, grazie al valore dei collaboratori di Felice Giordano, che fu il primo direttore della nostra Carta Geologica, fece tra noi un gran passo avanti, come dimostrarono le pubblicazioni sulla Sicilia e sulle Alpi Apuane. Ma quella che rimase del tutto indietro fu la Petrografia, e quindi lo studio delle rocce eruttive continuò ad eseguirsi tra noi per lunghi anni ancora in modo affatto empirico. Quel caos di classificazioni delle rocce che ancora si ricorda, e che tra il 1866 e il 1879 era andato sparendo all'estero, perdurò nell'insegnamento italiano ancora per lunghi anni e fu seguito fatalmente anche nella nostra Carta. Non mancò il Comitato Geologico che coadiuvava fin d'allora la direzione di questa Carta di preoccuparsi di tale deficienza, ma a ripararvi era necessario che il personale mandato all'estero, in Germania ed in Francia, si educasse ai nuovi metodi, che da noi erano quasi sconosciuti. I primi tentativi di mutamento avvennero tra l'89 e il '90 e si accentuarono nel '93, data storica per la nostra Carta, quando essendosi completato il suo personale, Direzione e Comitato imposero l'abbandono dei vecchi metodi. Giordano era morto da poco, e la riforma da lui preparata fu compiuta essendo Pellati direttore della Carta e nel Comitato Struever e Gemmellaro che l'avevano patrocinata.

Base di tale riforma fu il concetto che la carta geologica delle regioni eruttive non debba farsi senza lo studio completo di queste regioni e dei loro materiali, nè che tale studio possa eseguirsi dopo il rilevamento e da altra persona, così da esser considerato come un allegato più o meno indipendente dal rilevamento medesimo; ma che l'intero lavoro debba farsi da una sola persona affinchè riesca organico, e che lo studio dei materiali debba avanzare d'accordo con le osservazioni di campagna e precedere se non l'intero rilevamento, almeno la sua fase finale. Difatti la carta geologica d'una regione non è che la rappresentazione grafica della sintesi del suo studio, e perciò del medesimo non può essere la possibile causa, ma il neces-

sario completamento. Del resto il sistema seguito per lunghi anni di fare delle carte geologiche senza testo, cioè che non fossero fine di una più vasta concezione scientifica, ma fine a sè stesse, non fu un errore, ma la logica conseguenza del modo come la scienza geologica si era sviluppata. Difatti abbiamo visto che il campo della Geologia non era ancora definito quando le prime carte geologiche audavano componendosi come trasformazione delle più antiche carte litologiche.

Il primo lavoro fatto nell'ufficio della Carta Geologica d'Italia in base a questi nuovi concetti fu eseguito da chi detta queste lezioni e fu la descrizione delle Isole Pontine, che altri volle intitolata « geologico-petrografica », e non semplicemente « geologica », tanto è vero che nessuno sa buttar via di colpo le idee a cui fu educato come si butterebbe via un vecchio vestito divenuto inutile.

Però la riforma è purtroppo ancora instabile, e fu accettata più per autorità e insistenza di persone che per forza di convincimenti. Fino a quando Petrografia e Vulcanologia non entreranno nell'insegnamento ufficiale del nostro Paese il pericolo di tornare più o meno all'antico è sempre alle porte. Per ora concluderò come nel 1902, dicendo che la via nella quale occorre perseverare è tracciata.

CAPO I.

PREPARAZIONE INDISPENSABILE AL GEOLOGO.

§ 1. — Scarsezza di preparazione in molti geologi dei tempi andati.

Dopo questa parte storica, entriamo in argomento e vediamo in qual modo debba procedere lo studio geologico delle regioni vulcaniche, siano di vulcani attivi siano di vulcani spenti. Molte delle cose che dirò potranno applicarsi all'intero studio delle regioni eruttive, o addirittura a qualunque studio geologico.

Prima di tutto oggi è sottinteso che coloro che si dedicano a tali studii debbano avere la necessaria preparazione, mentre una volta, al contrario, si riteneva da molti che il geologo potesse for-

marsi *con la pratica*, cominciando cioè lo studio d'una prima regione senza preparazione di sorta alcuna. Le nozioni occorrenti si andavano pescando strada facendo. *Errando discitur*. Era un po' la teoria di Omboni, il quale nel riassumere le cognizioni che debbono possedere coloro che vogliono darsi allo studio della Geologia s'ispirava ad un concetto troppo semplicista, che disgraziatamente ha fatto scuola per un certo tempo, e che è da augurarsi non venga più applicato dopo la scomparsa degli uomini che lo fecero proprio. Omboni dunque dice: « Coloro che vogliono darsi allo studio della Geologia devono « cominciare coll'imparare a conoscere le rocce principali e i princi- « pali fossili, e col fare escursioni in località interessanti e tipiche ». Quindi consiglia di servirsi del materiale di qualche museo, *o di collezioni acquistate da negozianti*, e di fare le prime escursioni con qualche geologo provetto, e « soltanto quando si conoscono bene le « rocce principali e i principali tipi di fossili, e si crede (?) di avere « imparato a bene osservare durante le escursioni, si possono intra- « prendere studi particolari e proficui alla scienza. . . . ».[1]

§ 2. — Preparazione richiesta attualmente.

Queste idee oggi nessuno accetterebbe più. Occorrono difatti per darsi allo studio della Geologia dapprima lunghi anni sui banchi della scuola. Occorre la laurea in Scienze Naturali con un corso di Topografia ed un corso sommario di Geometria Descrittiva per chi voglia darsi specialmente allo studio dei terreni sedimentarii; e per coloro che vogliano darsi specialmente allo studio dei terreni eruttivi occorre la laurea in Fisica o in Matematica o in Ingegneria, completata con corsi serii di Geologia, di Petrografia, di Chimica e di Vulcanologia, ricorrendo all'estero per quei corsi che mancassero in Italia. La laurea in Scienze Naturali nel secondo caso è un po' scarsa, occorrendo aggiungervi oltre i corsi di Petrografia e di Vulcanologia,

[1] *Brevi cenni sulla storia della Geologia compilati per i suoi allievi*, Padova, Sacchetto, 1894, pag. 64 e segg.

anche quelli di Geometria Analitica, di Geometria Descrittiva, di Calcolo e di Meccanica.[1]

Lo scopo della conoscenza della Vulcanologia per lo studio delle regioni vulcaniche in genere è evidente. Difatti questa scienza non serve solo per lo studio delle regioni di vulcani attivi, ma anche per quelle di vulcani spenti, poichè i fenomeni attuali danno la spiegazione dei fenomeni del passato, secondo la teoria magnificamente illustrata da Lyell; mentre, viceversa, lo studio dei vulcani spenti serve a quello dei vulcani attivi, poichè molti fatti studiati dalla Fisiologia dei secondi sarebbero incomprensibili senza conoscere l'Anatomia dei primi.[2]

La necessità del corso di Paleontologia è evidente per lo studio del basamento delle regioni vulcaniche, che se spesso è costituito da rocce cristalline, molte volte è costituito da rocce sedimentarie, come in tutti i vulcani d'Italia. E di tale basamento prima che gli accidenti, necessarii a spiegare il vulcanismo della regione, occorre determinare i diversi terreni e le età relative. Finalmente le teorie petrografiche e mineralogiche hanno bisogno delle diverse Geometrie e del Calcolo, mentre la Meccanica — e non la sola Meccanica Razionale — serve alle teorie vulcanologiche in genere, e alle teorie del vulcanismo in ispecie.

Nel campo delle regioni sedimentarie si può fare a meno delle matematiche superiori, ma non già di un buon corso di Topografia e di un corso elementare di Geometria Descrittiva, indispensabili all'uso della carta topografica e quindi a qualunque geologo. La carta topografica è difatti la base d'ogni ricerca geologica e su di essa bisogna saper leggere e saper scrivere. « Leggere sulla carta » significa trasportare (ritrovare) sul terreno i punti indicati sulla carta. « Scrivere sulla carta » è l'operazione opposta. Le due operazioni vanno

[1] Per chi voglia occuparsi di Geologia applicata occorrono, oltre la laurea d' ingegnere, corsi speciali di Geologia Generale ed Applicata, e di Mineralogia, oltre ad un corso sommario di Paleontologia.

[2] Cfr. A. Lacroix, *Discours prononcé à la Séance de clôture du Congrès* (des Sociétés Savantes à Paris). Paris, Impr. nat., 1912, pag. 6.

sotto il nome complessivo di « orientamento » od « orizzontamento ». Così per seguire sul terreno un percorso prestabilito sulla carta occorre leggere sulla medesima; e per riportare sulla carta dei punti, delle linee, delle superficie determinati sul terreno occorre sapere scrivere sulla carta.

Questa seconda operazione è assai più difficile della prima, poichè, eccettuata la « scritturazione » dei punti, richiede la chiara nozione dei metodi rappresentativi delle linee e delle superficie e quindi si riduce non di rado ad un vero problema di Geometria Descrittiva. Basta riflettere per capirlo che le determinazioni di superficie e di linee si fanno con « punti » i quali possono riunirsi in diversi modi (teoricamente in infiniti modi). Così, per citare un esempio semplice, quando si debba segnare tra due punti da parti opposte d'una linea d'impluvio o di displuvio il limite che divide due strati, non sempre i principianti riescono a stabilire se debbano segnare un arco concavo od un arco convesso. Tempo fa vidi la carta d'una regione montuosa rilevata da un distinto naturalista e su cui i limiti dei diversi terreni erano stati segnati con linee rette tirate con la riga.

Ma non basta avere appreso ad orizzontarsi prima di cominciare qualunque lavoro geologico, poichè si può disorientarsi anche essendo già pratici di Topografia, e ciò per diverse cause.

Anzitutto la carta può essere errata in qualche punto, nel qual caso si deve correggerla fra quei limiti di approssimazione che sono richiesti dal rilevamento geologico che si deve eseguire. Inoltre il grado di precisione dei metodi topografici adoperati per fare la carta possono essere meno approssimati di quanto è richiesto dal rilevamento geologico, e in tal caso occorre non già correggere soltanto, ma rifare da capo tutto un pezzo della topografia, come fece H. Simotomai per la Fossa Lupara dei Campi Flegrei.[1] E finalmente i punti di riferimento possono essere in numero insufficiente come p.

[1] G. De Lorenzo e H. Simotomai, *La Fossa Lupara*, Ac. Sc. Fis. e Mat., Napoli, 1915.

es. succede spesso sul quadrante di Tuscania, come in generale nelle regioni montane, ecc., e allora occorre riferirsi a punti più lontani. Basta in tal caso un po' di pazienza perchè trovati tali punti se ne determinino approssimativamente le distanze dal punto di posizione sconosciuta, camminando a passo uguale e giovandosi dell'orologio, del barometro e della bussola.

§ 3. — Pratica del terreno.

Quando tutti questi studii sono finiti occorre una sufficiente pratica del terreno che continui e sviluppi quella che fu acquistata sommariamente con le esercitazioni pratiche fatte mentre si era a scuola. Per tale pratica complementare è necessaria non solo la guida d'un geologo di valore, ma in regioni da questi abbastanza ben conosciute, altrimenti l'opera sua, anche se espertissima, sarà poco efficace, poichè il maestro deve, per quanto è possibile, astenersi dal dare a risolvere problemi che egli pel primo non abbia già risoluto. Il sistema di far fare questa pratica nella regione che si vuole più tardi affidare all'aspirante-geologo, affinchè una parte del lavoro si trovi poi eseguita, è cattivo sistema, perchè fa correre il rischio d'introdurre nelle grandi linee di tale lavoro gli errori di chi non è ancora ben preparato, e dei quali la completa estirpazione non sarà facile in seguito, finendosi col perdere più tempo che non se ne sia guadagnato. Ma c'è a temere di peggio, che la guida contribuisca lei ad introdurre le sue vedute nel lavoro di chi più tardi non potrà continuare a dividerle, e che assai difficilmente arriverà a separare dalle proprie e a sostituirle con queste in modo da dare all'insieme la necessaria armonia. Insomma è indispensabile che al momento in cui il nuovo geologo intraprende le sue prime ricerche — quelle cioè che pubblicherà poi col suo nome — sia al caso di pensare con la testa propria.

CAPO II.

FASI DELLO STUDIO DELLE REGIONI VULCANICHE.

Così preparato l'individuo, egli potrà mettersi all'opera, sia studiando una regione sconosciuta o poco conosciuta, sia rifacendo uno studio già fatto da altri, ma con maggiore estensione e con maggiori particolari, o solo con metodi diversi. Qualunque sia la regione da studiare nel lavoro da eseguirsi si dovranno sempre distinguere quattro parti o fasi. La prima è la *fase preparativa*; la seconda è la *fase esecutiva*, cioè la *fase di esecuzione delle ricerche di campagna e di laboratorio*, le quali sono tra loro strettamente collegate; la terza è la *fase descrittiva*, in cui cioè si descrivono i risultati ottenuti da tali ricerche, i *modi* come sono stati ottenuti, e quando occorra, i *mezzi* coi quali si sono ottenuti, concatenandoli poi tra loro per tutte le deduzioni che se ne possono trarre; finalmente la quarta è la *fase riassuntiva* la cui rappresentazione grafica è la carta geologica della regione studiata.

§ 1. — **Fase preparativa.**

1. — *Bibliografia della regione.*

La fase preparativa si svolge specialmente a tavolino, esaminando tutto ciò che si è scritto da altri sulla regione da studiare, dal punto di vista fisico geografico e geologico.

2. — *Scelta della carta topografica.*

Quindi si procederà alla scelta della carta topografica che non solo dovrà servire di guida in campagna, ma che dovrà servire altresì a tracciarvi sopra i punti le linee e le superficie che risulteranno dalle proprie osservazioni e dal proprio studio.

Una buona scala è quella al 50 000, anche se nella pubblicazione la carta geologica eseguita dovesse ridursi a scala minore. Ed è appunto al 50 000 che la carta d'Italia dell'Istituto Geografico Militare è in generale disegnata, e alla stessa scala è pubblicata in una

delle sue edizioni. Vi sono pure carte al 25 000 per alcune regioni; ma non sono consigliabili quando invece che riproduzioni del rilevamento topografico alla medesima scala ne sono ingrandimenti fotografici, poichè non solo riescono più incomode, essendo di superficie quadrupla, ma dànno un' eguale moltiplicazione di tutti gli errori, senza contenere nessuna indicazione in più di quelle contenute nelle carte al 50 000 da cui derivano. Queste carte ingrandite possono riuscire di vantaggio solo nei casi in cui debbano servire a rappresentare particolari molto numerosi e molto piccoli, gli uni addossati agli altri.

3. — *Strumenti indispensabili pel lavoro di campagna. Oggetti complementari.*

I soli strumenti da portare sempre con sè sono bussola e aneroide, entrambi tascabili. La bussola, detta da geologo, deve avere una piccola leva a forcella per fissare l'ago, un pendolino che scorra sul quadrante permettendo di dare la verticale per riferirvi le inclinazioni da misurare e un sostegno nascosto che può estrarsi dal suo interno per ottenere che il quadrante possa disporsi verticalmente e in modo che il pendolino corrisponda allo zero della graduazione. Vi sono bussole più complicate che permettono misure di altezze e altre determinazioni, come può rilevarsi dai cataloghi delle case costruttrici. Quanto all'aneroide occorre sia di buona fabbrica e controllato al principio di ogni stagione di campagna, ed occorre che abbia un lembo graduato mobile per la misura delle altezze.

Finalmente il quarto oggetto indispensabile al geologo è il martello, un buon martello di acciaio fuso, non troppo duro perchè non si scagli troppo facilmente sugli spigoli, e non troppo tenero perchè non si ammacchi ai primi colpi. Il manico deve essere di legno abbastanza elastico come l'elce il frassino il castagno; deve essere ben fissato alla testa metallica e deve avere un profilo che Fuchs determinò a mezzo del Calcolo. Vi sono case fornitrici di tali martelli e ognuno potrà scegliere quello che gli riesca più conveniente come forma e come peso.

Sarà poi utile avere una buona macchina fotografica, facilmente trasportabile e con angolo visuale non troppo piccolo. E sarà utile

del pari avere dei sacchetti per campioni poco coerenti, o specialmente per gl'incoerenti. Del resto tali sacchetti sono eccellenti anche pe' campioni di roccia dura, poichè la tela resiste meglio della carta. Adoperando tela grezza e nuova sulla parte interna di tali sacchetti si può scrivere facilmente la località da cui il campione proviene e qualche altra indicazione quando si fosse privi di carta per le etichette.

Agli oggetti precedenti si possono aggiungere termometri di diversa natura da adoperare in casi speciali. un barometro a mercurio per casi più speciali ancora, il sacco per mettervi i campioni, e tutto ciò che si ritiene possa servire. Ma sarà bene raccomandare ai giovani di caricarsi il meno possibile. e di evitare per quanto si può gli strumenti di grande precisione, che sono di uso meno rapido e sempre più o meno ingombranti e soggetti ad esser danneggiati. Si tenga presente che basta lo spessore delle matite colorate a dare errori di uno o due millimetri che sulla carta al 50000 corrispondono ad errori di 50 o 100 metri. Una precisione maggiore si potrà avere quando i limiti passano per punti segnati sulla carta, poichè in tal caso, e solo per quei punti e per le loro vicinanze, una matita nera bene affinata o la penna stilografica farà sparire sensibilmente l'ambiguità. E se occorreranno determinazioni di *posizione* o di *direzione*, si potranno avere con un po' di pazienza e senza l'aiuto di strumenti speciali, tanto più che in generale non occorrono forti approssimazioni.

4. — *Estensione dell'area da rilevare intorno ad ogni centro abitabile. Percorsi vivi, percorsi morti.*

Occorrerà anche predisporre il lavoro rispetto ai varii centri, città borgate villaggi o fattorie, in cui si potrà abitare. È una predisposizione che si potrà fare fin da principio o successivamente a misura che il lavoro avanzerà, e in ambo i casi basterà determinare i limiti delle escursioni giornaliere considerando i centri di diramazione delle medesime a due a due.

Comincio col distinguere nelle escursioni geologiche due specie di percorsi: *percorsi vivi* e *percorsi morti*. Sono percorsi vivi quelli durante i quali si fanno le osservazioni; sono percorsi morti quelli perduti per raggiungere il punto di dove ogni giorno si cominciano le osservazioni, e quelli per tornare dove si alloggia a partire dal punto in cui le osservazioni finiscono pel calar della sera o perchè si è stanchi o pel sopraggiungere di tempo cattivo. Chiamando k il rapporto fra i percorsi vivi che dirò v e i percorsi morti che dirò m, per ogni giorno, s'intende che esso varia fra limiti estesissimi, mentre la somma $v + m$ del percorso totale giornaliero ha un limite imposto dal tempo e dalle forze intellettuali e materiali del geologo. Chiamando inoltre r il rendimento, cioè il rapporto tra il percorso vivo e il percorso totale, si avrà:

$$k = \frac{v}{m} \qquad r = \frac{v}{v + m}$$

Quando cominciano le osservazioni intorno al centro dove si dimora sarà

$$m = 0 \qquad k = \infty \qquad r = 1$$

cioè il rendimento sarà del 100 %.

Successivamente m va crescendo e k ed r vanno diminuendo, mentre v tende a rimaner costante per un certo numero di escursioni. Si arriva però al punto in cui m essendo già grande e continuando a crescere occorre diminuire v, arrivando infine ad un valore così piccolo di rendimento da essere praticamente nullo.

Allora occorrerà allungare la durata delle escursioni, fino ad uscire di casa prima che sia fatto giorno, ed osservare in tutte le ore in cui ci si vede, tornando indietro di notte. Tale limite però non potrà raggiungersi per troppi giorni di seguito perchè intervengono le due stanchezze, quella muscolare e quella intellettuale, ad imporre limiti più bassi, ossia a far diminuire il rendimento anche più rapidamente. Ma per essere così obbligati a limiti troppo bassi di rendimento e a gite troppo faticose occorre che a distanza non molto grande dal sito in cui si alloggia non ne esistano altri.

Quando tale condizione sfavorevole non si verifichi occorre cambiare il centro d'escursione appena i valori minimi di k o di r diventano uguali ai minimi corrispondenti al centro seguente, o in altri termini che i territorii da studiare, a partire da due centri consecutivi, siano separati da una linea per tutti i punti della quale k ed r abbiano gli stessi valori dalle due parti. Quindi se C, C′ sono i due centri, dovrà risultare per tutti i punti della detta linea

$$k = k' \qquad r = r'$$

In generale si possono considerare *forti* i rendimenti dal 100 % al 75 %, cioè da $r = 1$, $k = \infty$ ad $r = \frac{5}{8}$, $k = \frac{5}{3}$; ossia in media fino a 5 ore di osservazioni con 3 ore di percorsi morti. *Buoni* o *medii* i rendimenti dal 75 % al 50 %, cioè da $r = \frac{3}{4}$, $k = \frac{6}{2}$ ad $r = \frac{1}{2}$, $k = 1$, ossia in media fino a 4 ore di osservazioni su 4 ore di percorsi morti. Sotto tali limiti si dovrebbe mutare di centro poichè si arriva ai percorsi di rendimenti *mediocri* con $k = \frac{3}{5}$, e *cattivi* con meno di $k = \frac{2}{6}$.

Quando si dorme sotto la tenda per mancanza di centri abitati e perfino di fattorie o di case sparse abitabili la mobilità non ha limiti pel geologo, che può spostarsi a suo piacere e ottenere continuamente dei rendimenti forti, tanto più in quanto mancando egli di ogni comodità ha interesse a compiere il suo lavoro il più rapidamente possibile.

In pratica basta un breve esame della carta topografica e un po' d'esperienza per capire quando si debba mutar di centro. Ma non è da credere che in tal caso i calcoli anzidetti non si facciano, perchè al contrario l'occhio del geologo li fa giorno per giorno senza che egli se ne accorga. Difatti il limite d'ogni escursione giornaliera viene fissato, finchè si può, in un punto che dista dal centro attuale e da quello seguente per due percorsi che richieggono lo stesso tempo o lo stesso lavoro con errore generalmente inferiore ad $\frac{1}{4}$. Va anzi soggiunto che in pratica per questi apprezzamenti, oltre che delle condizioni di viabilità e in generale delle condizioni topografiche, si tiene conto altresì di quelle di abitabilità dei diversi centri e dei

mezzi di ogni altro genere che i medesimi offrono al geologo che vi debba dimorare.

Tutto quello che precede suppone che le escursioni si succedano allontanandosi gradatamente dal centro dove si alloggia. Effettivamente invece si procede altrimenti, perchè, stabilite quelle che debbono farsi da ogni centro, si può variarne l'ordine nel modo che si stimerà migliore, anche in rapporto con le proprie forze fisiche. A quest'ultimo riguardo, che finisce col predominare, specialmente quando non si è più giovani, converrà alternare le gite più lunghe e faticose con le brevi, evitando di fare le seconde quando si siano esaurite le prime. Così si ottiene il vantaggio di diminuire i giorni di riposo, che occorre prendere sempre che se ne senta il bisogno. I giovani hanno la tendenza a non curare tale principio, ma è bene ricordar loro che, come pei materiali inorganici, anche per l'uomo ci sono dei *limiti di elasticità* che non è lecito oltrepassare, che variano da persona a persona, e che non curati ci fanno avvicinare cogli anni a quei *limiti di rottura* contro i quali non sempre si trova il rimedio.

Con le alternanze precedenti nasce un altro vantaggio. Difatti i dintorni d'un centro di escursione saranno ripetutamente percorsi nell'eseguire le gite più lontane, e perciò intramezzando le gite di diversa estensione si trasformerà una parte dei percorsi morti delle più grandi in percorsi vivi, aumentando il rendimento di tali gite e diminuendo il numero delle altre, cioè aumentando il rendimento totale.

5. — *Mezzi di trasporto.*

In quanto è stato detto si è ammessa implicitamente una eguale velocità nelle due parti d'ogni escursione, ossia che si facciano ugualmente a piedi percorsi vivi e percorsi morti. Adoperando mezzi di trasporto tutto cambia. Così, per citare un caso estremo, supponiamo che i percorsi morti si facciano in vettura o in automobile o in ferrovia, e i vivi a piedi. Diminuisce il rendimento della spesa, ma cresce quello del lavoro potendo raggiungere valori elevatissimi o massimi addirittura con percorsi morti considerevoli.

Ciò posto, vediamo quali mezzi di trasporto si possono adope-

rare, e a partire da quali limiti se ne impone l'uso. È evidente che tali limiti dipendono dalle forze del geologo, dal danaro di cui dispone e dalle condizioni del paese da studiare. Queste ultime egli deve cercar di conoscere per quanto è possibile prima d'intraprendere il suo lavoro, e nel resto prima d'iniziare le escursioni intorno ad ogni centro. Esse sono, come si è detto, di due ordini: condizioni di viabilità e condizioni proprie dei diversi centri. Le prime risultano solo in parte dalle carte topografiche, poichè nuove strade possono essere state costruite dopo la loro pubblicazione. E siccome ordinariamente si adopera la carta dello Stato Maggiore, occorre ricercare se vi sono altre carte più recenti, assumere informazioni dai diversi uffici tecnici del Governo e delle Province, ed anche informazioni locali. Queste ultime sono anzi indispensabili, poichè, fermandoci alle strade rotabili che sono le più importanti, non è da credere che esistano davvero e siano transitabili in vettura tutte quelle indicate sulle carte. Difatti in Italia diverse rotabili sono state costruite da gran tempo ma di esse mancano le opere d'arte (come per la litorale ionica che è strada nazionale); d'altre non esiste che il solo tracciato ma ne esistono invece le opere d'arte (come per talune rotabili da me viste nel Cilento molti anni fa); altre, dopo costruite, si sono poi lasciate distruggere per mancanza di manutenzione [1] (come talune rotabili in Basilicata, come la rotabile da Piansano a Tuscania in provincia di Roma [2] ecc.); altre sono state travolte da frane (ciò che avviene tutti i giorni).[3]

---

[1] Questa fu una delle conseguenze della legge sulle comunali obbligatorie. Col passaggio di tali strade alle province l'inconveniente va sparendo dopo i molti danni che ha prodotto.

[2] La rotabile di Piansano entra nel numero di quelle abbandonate per deliberato proposito, perchè non servono più appena qualche anno dopo la loro costruzione! Due cause condussero a tali abbandoni: o perchè molte volte, come per le ferrovie, si era ritenuto che la strada avrebbe prodotto il traffico, mentre assai spesso avviene il contrario; o perchè la costruzione non rispondeva ad un reale interesse pubblico.

[3] La rotabile da Roccaforte del Greco in Calabria è un esempio tra le rotabili che sono state tracciate interamente in frana. Io ne trovai la piattaforma già distrutta prima che fosse finita nel 1909.

Quanto alle condizioni dei diversi centri, cioè a quanto offrono al forestiere, sarà bene prendere informazioni mentre si dimora nel centro precedente, di dove sarà pure opportuno spingersi fino nei centri vicini per assicurarsi direttamente dell'esattezza delle informazioni ricevute.

L'ideale sarebbe di fare a piedi i percorsi vivi e a cavallo in vettura od in treno i percorsi morti, ciò che aumenta la spesa e procura molte noie, ma sopprime un inutile spreco di forze. Il percorso vivo a piedi rende le osservazioni più sicure e più continue, permettendo di farle ad ogni passo, specialmente per quanto riguarda l'esame litologico che richiede una martellatura frequente e talvolta senza interruzione. Difatti ordinariamente occorre scheggiare le rocce per toglierne la copertura alterata ed osservarle dove sono più intatte, ed occorre romperne dei pezzi per foggiarne dei campioni tutte le volte che si osservano dei nuovi banchi, delle nuove colate, dei nuovi filoni, o nello stesso banco colata o filone dei mutamenti di aspetto di composizione o di struttura tra quelli riconoscibili ad occhio nudo od armato di lente.

Quando i rapporti k diventano così piccoli da oltrepassare i limiti delle forze del geologo pel crescere di m, la gita a piedi deve trasformarsi anche pei percorsi vivi in gita a cavallo o potendo, e per certi tratti di rotabili, in vettura. La cavalcatura che va da per tutto è preferibile, specialmente pei percorsi vivi, e fino a limiti abbastanza elevati di ripidezza, di là dei quali è obbligatorio il percorso a piedi. Fra le cavalcature un buon asino di dimensioni medie e che non «sciacqui»,[1] in regioni non troppo accidentate e dove è possibile averlo, sarà poco estetico, ma vale più del mulo e del cavallo e costa meno. Difatti avanza più lentamente, tiene l'occhio dell'osservatore più vicino al suolo, nelle fermate è meno impaziente e permette di osservare carta e barometro e disegnare e prendere

[1] «Sciacquare» nel Viterbese si dice d'una cavalcatura che ad ogni passo in avanti dà immediatamente una spinta indietro. È un difetto che le cavalcature acquistano generalmente quando sono state adoperate pel tiro dei carretti.

appunti rimanendo a cavallo, ed esige uno sforzo muscolare assai minore pel frequente discendere di sella e pel risalirvi. L'asino per sentieri difficili ha un passo più sicuro del cavallo e stanca assai meno del mulo la pazienza di chi lo cavalca; cade coricandosi lentamente e rimanendo quindi immobile senza che il cavaliere si faccia ordinariamente del male, ciò che non si verifica con le altre due cavalcature. Il mulo e il cavallo sono assai più resistenti e quindi preferibili di là di certi limiti di asprezza e lunghezza di percorso, e sopratutto preferibili pei percorsi morti quando si può camminare con velocità molto maggiore. Non è però da dimenticare che il mulo *sciacqua* quasi sempre ed ha un passo che stanca molto.

6. — *Rendimento economico.*

Il problema di tale rendimento assume un'importanza capitale pei lavori fatti eseguire dallo Stato, il quale ha interesse ad ottenere il massimo effetto con la minima spesa, e a guadagnar tempo, sia per quell'utilità pratica che deve perseguire, sia pel suo decoro davanti a ciò che fanno di simile le nazioni più progredite.

Lo stato italiano dà ai suoi geologi due specie di compensi: fissi e variabili. I primi sono lo stipendio di tutti i mesi e le indennità giornaliere di campagna. I secondi si riducono alla sola indennità chilometrica pei percorsi fatti a piedi o a cavallo o comunque in vettura. Siccome l'insieme dei compensi fissi era con le vecchie tariffe triplo o quadruplo di quello variabile,[1] a seconda del grado del geologo, e con le tariffe andate in vigore nel passato anno 1918 tale rapporto è divenuto variabile tra due e mezzo e tre, appare evidente come sia interresse dello Stato che la media giornaliera dei suoi geologi sia la più elevata possibile.[2] La conclusione è tanto più esplicita in quanto non solo conviene trasformare il più che si può di giornate

[1] Contando una media chilometrica giornaliera di 20 chilometri.

[2] Al geologo invece conviene precisamente l'opposto: abbassare la media giornaliera e aumentare i giorni di riposo, tanto più che in tal modo può evitare la spesa e le noie dei mezzi di trasporto.

pagate più care in chilometri pagati assai meno, ma con la media chilometrica giornaliera più elevata diminuiscono notevolmente i percorsi morti e diminuisce il numero di giornate passate in campagna aumentando quelle passate in ufficio e sempre pagate con lo stipendio. Insomma non solo è il lavoro di campagna, di laboratorio e di tavolino che avanzano più rapidamente, ma si viene a realizzare un' economia di spesa così negli stipendii come nelle indennità. E questo fu il principio a cui s' ispirò Giordano e a cui s'ispirarono i suoi collaboratori.

Se ora nel calcolo precedente mettiamo lo stipendio uguale a zero, e sostituiamo l'indennità fissa con le spese vive giornaliere dette *di dimora*, che sono sensibilmente costanti in una stessa regione, e sostituiamo l' indennità chilometrica con le spese relative che sono alquanto proporzionali ai percorsi, le conclusioni sono le stesse, e quindi esse sono applicabili così ai geologi che lavorano a proprie spese come a quelli che ricevono una somma fissa per un determinato lavoro.

Quindi, in ogni caso, più le giornate costano care rispetto ai chilometri e più conviene diminuire le prime e aumentare i secondi.

7. — *Portatori e guide.*

Il farsi seguire da un portatore o guida può avere vantaggi e svantaggi. Prima di tutto non c'è troppo da fidarsi delle sue indicazioni. A meno non si tratti di guida di mestiere, che si trova solo in certe località e per certi percorsi, l'uomo di cui si può disporre non conosce nulla fuori del proprio abitato se è un operaio, e solo le vicinanze o certi dati siti più lontani se è un contadino. Preferibile sotto il riguardo delle indicazioni è sempre il capraio. Vantaggi dell'uomo che segue il geologo sono tutti i piccoli servizii che può rendergli, e il trasportargli la macchina fotografica se è più o meno pesante, e i campioni se sono numerosi. Svantaggi, che spesso non sono compensati dai servigi, sono le domande che vi rivolge, la sua loquela che non arrivate sempre a fermare e il malessere che vi procura il pensiero che mentre voi siete assorto nel vostro lavoro, e non sentite o non volete sentire la stanchezza, egli invece comincia spesso

a sentirla prima di voi. Le migliori condizioni sono dunque: a piedi e solo, sempre che di mezzi di trasporto e di portatori o guide si possa fare a meno.

§ 2. — Fase esecutiva.

Dopo queste avvertenze entriamo nella parte più importante della discussione, esponendo il modo come debbano procedere le ricerche sulla regione vulcanica da studiare, tanto in campagna che in laboratorio. Esse corrispondono alle due grandi sezioni della parte descrittiva del lavoro e che s'intitolano appunto: osservazioni sul terreno e osservazioni petrografiche.

1. — *Prima parte del lavoro sul terreno* (*Ricognizioni*).

Prima di tutto occorre familiarizzarsi con le grandi linee della topografia della regione, percorrendola un po' in tutte le direzioni. e visitandone i punti principali. Per conoscere questi ultimi occorrerà lasciarsi guidare da coloro che studiarono la regione prima di noi.

Questo primo gruppo di escursioni va sotto il nome di « ricognizioni ».

2. — *Passaggio tra le ricognizioni ed il rilevamento particolareggiato.*

Segue lo studio di campagna nei suoi particolari. Perciò sarà bene percorrere dapprima tutte le vie rotabili e le vie ferroviarie se ve ne sono, osservando le sezioni presentate dalle loro parti in trincea. Si aggiungeranno le osservazioni lungo i percorsi delle mulattiere principali. E dovunque si passerà vicino a sezioni naturali o a sezioni date da scavi per estrazione di materiali, per gallerie, per condutture, per fondazioni di edifizii di qualunque genere sarà necessario fermarsi e studiarle.

3. — *Seconda parte del lavoro sul terreno* (*Rilevamento particolareggiato*).

Dopo questo lavoro di passaggio tra le ricognizioni e il vero rilevamento particolareggiato, si procederà al medesimo percorrendo

la regione secondo itinerarii che devono costituire una fittissima rete. Occorrerà seguire tutti gli spuntoni[1] seguendo le linee di displuvio e diramando percorsi verso i fossi[2] dai due lati, sempre che si può, occorrerà seguire i letti di tutti i fossi o corsi d'acqua di qualunque genere, occorrerà fare molteplici traversate normali a tali linee di impluvio, da displuvio a displuvio degli spuntoni laterali, o almeno risalendo i fianchi fin dove è possibile. Occorrerà ricordare insomma che, a differenza dei terreni sedimentarii, in cui la formazione studiata in un sito si può seguire per chilometri interi sul fianco d'una valle o d'un monte, ad occhio nudo o col binocolo, nei terreni vulcanici invece non si è sicuri che del punto sul quale si son poggiati i piedi. Quella che pare un'unica colata può interrompersi improvvisamente senza che la interruzione si vegga a breve distanza, e quella che ne sembra la continuazione può essere una lava assai diversa. A cinquanta metri dal sito in cui ci troviamo può venir fuori un filone o altra colata, mentre il cambiamento non è rivelato nè dal colore, che può rimanere o sembrare lo stesso, nè dalla compattezza o dagli altri caratteri visibili a distanza. Quindi oltre i percorsi precedentemente indicati occorre seguire per quanto è possibile le colate i banchi i filoni. Ma anche così non c'è da fidarsi, poichè spesso due colate appartenenti ad emissioni diverse possono essere di uguale composizione non solo ad occhio nudo ma anche al microscopio, e la diversità di emissione potrebbe essere rivelata solo dal contatto tra le due rocce, e intanto tale contatto può essere nascosto dal bosco o da un semplice cespuglio, o essere scomparso a causa dell'erosione o d'una frana.

Bisogna in una parola diffidare sempre di tutto, ed evitare per quanto è possibile di segnare sulla carta il seguito di qualunque for-

[1] In Toscana e nel Lazio si chiama «spuntone» il contrafforte fra due corsi d'acqua senza affluenti, che in generale sono tronchi di fossi.

[2] «Fosso» nelle regioni vulcaniche dell'Italia Centrale è l'equivalente del «*cañon*», cioè incisione del terreno, più o meno profonda e a pareti ordinariamente verticali. Tali incisioni si producono molto bene nei terreni di rocce tenere, specialmente nei tufi e nelle sabbie con debole cementazione.

mazione che si allontani troppo dai siti che si percorrono. La genesi del Puy Chopine d'Alvernia è un esempio classico del modo come basta che qualche fatto di limitata estensione sfugga all'osservatore per fargli emettere un'ipotesi sbagliata. Difatti geologi insigni da Poulett Scrope a Michel Lévy avevano visto in un fascio di strati cristallini poggianti sopra un' elevazione di domite un sollevamento dei primi per opera della emissione della seconda, mentre recentemente fu dimostrato da Glangeaud che la seconda si fece strada tra i primi che sono in sito e altri che furono erosi, ciò che si deduce dalla breccia di frizione che era sfuggita ai precedenti osservatori, e da qualche altro fatto.

Inoltre per le variazioni che l'occhio nudo non scopre occorre moltiplicare sempre la raccolta dei campioni, specialmente nei siti ove è dubbio se continui la stessa lava.

Insieme con le lave si studieranno i tufi, la cui distinzione è assai più difficile di quella delle lave, spesso è impossibile, a causa dello stato di alterazione delle *masse*.[1] Si dovrà badare ai minerali discernibili, ai rapporti con le vicine lave, ed anche, subordinatamente però, a' caratteri di coesione, di grana, di arrossamento per cottura o per alterazione, ecc., cioè a tutti quei caratteri esteriori che non hanno importanza nella classificazione, ma servono a riconoscere talvolta dei livelli che altrimenti non potrebbero separarsi e che riescono utili per determinare la serie cronologica della regione. La separazione fra megaliti e criptoliti potrà farsi ordinariamente sul terreno, dove nei secondi potranno pure distinguersi talvolta gli elementi autogeni dagli allogeni. Questi ultimi, che sono poi gl'inclusi dei tufi, debbono ricordarci la speciale cura che richiede la raccolta degl' inclusi d'ogni genere, quindi anche quelli delle lave, perchè costi-

[1] La *massa* nei tufi è l'equivalente della *pasta* nelle lave, almeno apparentemente. È costituita da ceneri e piccoli lapilli che ho chiamati *criptoliti*, a cui si mischiano piccoli cristalli e piccoli inclusi. Sulla *massa* spiccano i *megaliti* cioè frammenti più grandi di materiale coevo (*bombe*), frammenti di lave anteriori (*inclusi p. d.*), e grandi cristalli, cfr. V. SABATINI, *Vulcani Cimini*, Mem. Carta Geol. d'It., vol. XV, pag. 185.

tuiscono un elemento prezioso nello stabilire la successione delle diverse emissioni, non già rapportate ai diversi centri principali, ma alla evoluzione dei magmi.

Per questa seconda parte del lavoro di campagna insomma è necessario seguire tutte le mulattiere non ancora visitate, tutti i viottoli, tutti i calatoi,[1] tutti i sentieri più o meno praticabili, e attraversare terreni coltivati in tutte le direzioni, visitando e studiando i fianchi delle valli e con essi grotte cantine e appicchi, allo scopo di moltiplicare le sezioni geologiche che serviranno poi a stabilire in prima approssimazione la stratigrafia della regione. Giordano una volta aveva prescritto a noi rilevatori della Carta Geologica che sopra fogli in bianco della carta topografica segnassimo i percorsi delle nostre escursioni. La disposizione aveva senso pratico per le regioni sedimentarie, ma per le regioni vulcaniche, quando alcuni anni dopo tentai di applicarla, mi avvidi che avrei dovuto tracciare una quantità di linee così grande che le carte adoperate ne sarebbero state ripiene e non ci si sarebbe capito più nulla. Del resto, se ci limitiamo a voler distinguere le parti visitate da quelle non visitate ancora, basterà guardare le parti colorate e le parti in bianco della carta topografica adoperata.

Oltre i terreni vulcanici occorrerà studiare il loro basamento sedimentario servendosi della Stratigrafia e della Paleontologia, e determinando tutti i terreni che lo compongono. E occorrerà determinare gli accidenti di tali terreni per la grande importanza che assumono nello spiegare il vulcanismo della regione.

4. — *Osservazioni pratiche.*

In un lavoro così fatto i limiti della proprietà privata possono presentarsi come barriere insuperabili davanti al novizio ancora inesperto, il quale poi se viaggerà a cavallo potrà in certe regioni, come nella Campagna Romana, trovarsi seriamente imbarazzato

[1] « Calatoio » in provincia di Roma e in Toscana è la viottola, talvolta mulattiera che scende dall'alto di uno spuntone in uno dei due fossi laterali.

davanti alle siepi e alle staccionate chiuse. Ma cogli anni e colla pratica il geologo non vede più barriere davanti a sè, e ora con un po' di tatto, ora largheggiando nelle mance, ora con un po' di arditezza troverà quasi sempre il modo di passare oltre. Del resto per quanto molte volte le relazioni nei piccoli paesi si risolvano in noiose distrazioni, è bene non farne a meno, sia per farsi conoscere ed evitare qualche incidente spiacevole, sia per averne informazioni ed aiuti che talvolta assumono un grande valore. E sopratutto sarà bene mettersi in relazione con le autorità locali.

Di tutte le osservazioni di campagna si deve tenere un giornale ordinato. Durante l'escursione si prenderà qualche appunto, senza mai fidarsi della memoria, giacchè l'inversione di due dati può produrre errori e contradizioni, a correggere i quali potrebbero occorrere nuove e non brevi ricerche. Tornati a casa si trascriveranno *giorno per giorno nel libretto di campagna* — che non si porterà mai in campagna ad evitare di perderlo — gli appunti presi, sviluppandoli e correggendoli.

Quanto ai campioni raccolti, si avvilupperanno accuratamente in carta o si chiuderanno entro sacchetti di tela, aggiungendovi l'indicazione della località. E, tornati all'alloggio, questi campioni si aggiungeranno al catalogo numerato di tutti i campioni raccolti fino al giorno prima, nell'indicato libretto di campagna. Quanto all'indicazione delle località occorrerà essere molto precisi. Servirsi delle poche indicazioni della carta topografica, come p. es., « M. Calvi », « P.^{no} di Vallescura »[1] può significare un'ambiguità di due o più centimetri quadrati, cioè di un chilometro quadrato e anche di più. Occorrerà invece indicare qualche quota della carta come « punto 247 sul P.^{no} di Valle Scura », oppure indicare una lettera d'una scritta come « *r* » di « M. Calvi ». Insomma con questi o con altri sistemi è necessario che i punti donde provengono i campioni e quelli in cui si sono prese le sezioni siano indicati con la massima precisione. Così pure è necessario che sulla carta su cui si segna la geologia o su di

[1] Quadrante di Ronciglione.

un altro esemplare in bianco siano segnati i numeri corrispondenti a quelli che i campioni hanno nel catalogo, ed è necessario che tali numeri siano segnati nel punto preciso dove i campioni sono stati presi, ciò che faciliterà, dopo lo studio petrografico, l'indicazione sulla carta della natura delle diverse rocce. Per le sezioni che servono a comporre « la serie » occorrerà avere un campione per ogni termine; per le altre basteranno i campioni dei termini che hanno qualche importanza.

Il libretto di campagna dovrebbe contenere le sole osservazioni eseguite in campagna, oltre il catalogo dei campioni raccolti. Però sarà bene aggiungere almeno l'accenno della spiegazione sicura o probabile di quei fatti che hanno importanza nei problemi che la regione presenta. Se la spiegazione non è sicura si registrerà ugualmente, altri fatti raccolti in seguito la verificheranno e la faranno accettare o respingere.

5. — *Obbiettività nell'esame dei fatti osservati sul terreno e in laboratorio.*

Quanto all'esposizione dei fatti osservati, così in campagna come in laboratorio, occorre essere obiettivi e guardarsi da qualunque preconcetto. Le scienze naturali sono di osservazione, ma di una osservazione spesso difficile, perchè molti fatti secondarii vengono assai spesso a mascherare il fatto principale, oppure fatti di diversa natura e di diversa importanza si sovrappongono a quello che si persegue e ne alterano o ne fanno scomparire i caratteri, mentre altre volte tali caratteri non vediamo più o perchè sono nascosti ai nostri sguardi o perchè sono scomparsi del tutto. Ne deriva che spesso noi ci troviamo davanti a fatti contradittorii, tra i quali non sempre è facile regolarsi. La direttiva d'un'ipotesi nella loro spiegazione conduce ad accettare come esatti i fatti che con essa concordano se sono in maggioranza, respingendo come probabilmente erronei quelli che la contradicono se sono in minoranza. Ma occorre un esame accurato per capire se un'altra ipotesi non sia possibile e se si presti a conciliare un numero più grande di

fatti fra tutti quelli osservati. In tali condizioni il preconcetto che conduce alla tendenza verso una data ipotesi è fatale, polarizza il nostro intelletto e ci spinge non solo ad accettare l' ipotesi che ha di contro un numero maggiore di fatti apertamente discordanti, ma addirittura a non vedere tali fatti malgrado il loro gran numero e ad accettare come esatti solo quei pochi che con essa apparentemente concordano.

In un lavoro di osservazione molto complesso, e quindi lungo, i pentimenti non sono rari, specialmente nei giovani. Sarà bene non essere troppo corrivi alla pubblicazione di note preliminari e non cedere alla spinta che viene dal desiderio di assicurarsi la priorità nella pubblicazione di fatti nuovi, e specialmente delle relative spiegazioni. E sarà bene per quanto è possibile aspettare che l'opera sia completa in tutte le sue parti, sia pensata e corretta ed abbia raggiunta la sua forma definitiva. Prima di assoggettarla al giudizio altrui occorre sia stata bene assoggettata al giudizio proprio. Ma se una pubblicazione troppo affrettata è avvenuta e un errore è stato commesso, sarà bene riconoscerlo senza sotterfugi. Sono parecchi coloro che obbligati ad ammettere di essersi sbagliati cercano delle attenuanti, tentano dimostrare che non fu colpa loro, ma che l'errore fu dovuto ad osservazioni eseguite in fretta od accettate sulla fede altrui. Sono mezzucci condannabili, poichè chi legge capisce e sorride, e in ultimo la buona fede dello scrittore paga il conto dell'inutile difesa. Confessare l'errore non è da tutti, ma meglio correggersi da sè che farsi correggere dagli altri. E sopratutto si preferisca sempre l'osservazione obiettiva dei fatti, che può trasformare l'umile vasaio, come Bernardo Palissy, in un utile collaboratore della Scienza, alla creazione di teorie poggiate sopra basi troppo deboli. Il « fatto » è l'elemento primo d'ogni scienza di osservazione e da esso occorre prender le mosse, e al « fatto » occorre limitarsi se non si può fare dippiù. Ma perchè il fatto sia visto bene, e non introduca concetti falsi nelle teorie che su di esso si basano, occorre la « facoltà di osservazione », questa qualità sovrana del naturalista, come diceva De Lapparent. E a chi non la possiede si deve consigliare di cambiar via.

6. — *Prima parte del lavoro di tavolino* (*Parte connessa col rilevamento p. d.*).

Messe a confronto le sezioni rilevate — quelle con soli termini vulcanici, quelle con soli termini sedimentarii e quelle miste — se ne dedurrà la *serie* delle emissioni durante i periodi di attività e i suoi rapporti col basamento sedimentario. Sarà bene abondare nella raccolta e nello studio di tali sezioni per controllare più volte i risultati ottenuti, e sarà bene rivedere ripetutamente certe sezioni importanti, per controllare sè stesso e le proprie osservazioni. Studer scrisse che in Geologia per veder bene bisogna veder due volte. I terreni vulcanici presentano tali e tante anomalie, tali e tante apparenti contradizioni che in essi per veder bene bisogna vedere più volte.

6. — *Studio petrografico.*

Appena lo studio particolareggiato del terreno sarà abbastanza avanzato si dovrà intraprendere lo studio petrografico de' campioni, che procederà più rapidamente della parte rimanente del primo, così da finire quasi contemporaneamente o poco dopo.

Occorrerà del tempo a raggruppare i campioni raccolti giorno per giorno nell'ordine del catalogo, disponendoli per colate vicine e supposte emesse più o meno dagli stessi centri eruttivi, e per ordine di successione secondo i dati della serie stabilita sul terreno. I tufi potranno raggrupparsi a parte in relazione con le colate vicine ed esser determinati dopo come meglio si potrà. Il tempo necessario a tali raggruppamenti ne farà economizzare dell'altro ed in maggior misura, e che sarebbe perduto ove lo studio procedesse disordinatamente raggruppandone più tardi i risultati.

Il lavoro petrografico si eseguirà gruppo per gruppo, e in ogni gruppo di lave e di tufi si aggiungerà lo studio dei relativi inclusi. Potrà accadere di trovare differenze tali da far supporre di aver messo nella stessa colata più colate diverse. Siccome si possono avere variazioni di composizione durante una stessa emissione, occorre accertarsi se le variazioni riscontrate nei campioni dei pro-

dotti attribuiti alla medesima emissione sono effettivamente compatibili con le variazioni che possono aversi in una emissione unica.

7. — *Terza parte del lavoro sul terreno* (*Revisioni*).

Esaurito così lo studio petrografico si dovrà confrontare la serie stabilita sul terreno con quella dedotta dallo studio dei materiali che ne costituiscono i diversi termini e dei relativi inclusi.

Per tutti quei siti pei quali sorgesse il sospetto di essersi sbagliati, si dovrà tornare sul terreno e verificare le sezioni rilevate e le delimitazioni relative ora che i dubbii sono circoscritti in date località. Così gli eventuali errori commessi potranno essere eliminati e l'accordo tra le due serie ristabilito.

8. — *Analisi chimiche.*

Qui sorge una difficile quistione. Quali campioni faremo analizzare chimicamente? L'ideale sarebbe di avere l'analisi chimica d'ogni campione analizzato col microscopio, ma purtroppo fino a quando l'analisi chimica si farà co' metodi attuali il raggiungimento di questo ideale non sarà possibile. L'esame d'una preparazione richiede difatti un tempo breve, variabile da qualche minuto a qualche ora, talvolta a qualche giorno. Anzi quando lo studio è avanzato le preparazioni d'uno stesso gruppo mostreranno sempre gli stessi fatti, e dopo studiate completamente le prime, le altre si studieranno nelle differenze e non già nelle somiglianze, perciò si procederà più speditamente. L'analisi chimica completa d'una roccia richiederà invece un mese se si farà da sola, e dieci o quindici giorni in media se se ne faranno parecchie contemporaneamente. Si può impiegare anche meno tempo in condizioni speciali di numero di personale e di bontà d'istallazioni; ma occorreranno sempre parecchi giorni. Si aggiunga che pei bisogni della Petrografia non si può più contentarsi delle analisi d'una volta occorrendo una precisione assai più grande. Bisognerà perciò arrivare al limite massimo della precisione che può raggiungersi attualmente, aspettando di poterlo

oltrepassare, visto che un errore nella seconda decimale di queste analisi può condurre ad errori così gravi nei calcoli magmatici da far mettere insieme rocce diverse o far separare rocce simili. Quindi il tempo necessario a fare le analisi chimiche pei bisogni della Petrografia è, o dovrebbe essere, anche maggiore che non sia quello necessario per tutte le altre, ciò che mostra come tali analisi non possano moltiplicarsi troppo, con grande danno delle classificazioni magmatiche, le cui famiglie talvolta dobbiamo ridurci a basare sopra una sola analisi chimica. Ne deriva che per fare una scelta oculata dei campioni da passare al chimico occorrerebbe attendere la fine dello studio petrografico. Però in tal modo per uno studio basato sopra ventiquattro analisi soltanto si dovrebbe interrompere per un anno il proprio lavoro, senza contare i ritardi dovuti al chimico che facilmente possono raddoppiare un tale tempo. Nè si può pensare a servirsi di chimici diversi per far più presto, a meno che non si trovino sotto un'unica direzione, ad evitare dei risultati che non siano comparabili.[1] D'altra parte anticipare l'esecuzione di queste analisi consegnandone i campioni al chimico quando s'inizia lo studio petrografico, o peggio anche prima, potrebbe condurre a farne eseguire alcune di cui poi si potrebbe non aver bisogno, mancando di altre che potrebbero divenire necessarie. Sarà quindi obbligatoria una via intermedia, cioè a misura che una famiglia di rocce è studiata passarne al chimico i campioni convenientemente scelti. Ne deriva che lo studio petrografico dovrà essere ordinato per gruppi

---

[1] Nell'Ufficio della nostra carta geologica la quistione delle analisi chimiche è stata finora molto seria. Difatti i mezzi di cui l'Ufficio medesimo ha potuto disporre non hanno permesso che l'opera di un unico chimico, il quale non solo è stato distratto da altre occupazioni estranee al suo lavoro di chimico, ma altresì da analisi numerosissime estranee ai lavori della carta. In tali condizioni ogni geologo addetto alla medesima non ha potuto contare che sopra una o raramente due analisi complete all'anno, in media, ciò che spiega il grande ritardo delle memorie descrittive delle nostre regioni vulcaniche. Sembra però che l'Ufficio geologico sarà dotato quanto prima di mezzi meno scarsi, che gli permetteranno un più agile funzionamento, e lo toglieranno dalla condizione di essere quasi esclusivamente affidato alla iniziativa dei suoi componenti.

di rocce simili determinate dopo uno studio macroscopico sommario, anzichè per gruppi appartenenti ai singoli centri o alle singole epoche. Si vede così quale stretto rapporto abbiano le analisi chimiche e petrografiche oltre che tra loro e coll'evoluzione dei magmi, anche rispetto all'esecuzione materiale dello studio intrapreso, e a non tenerne conto si perdono lustri interi col rischio, se si tratta d'uno studio lungo e complesso, di doverlo abbandonare non finito dopo che è costato fatiche e danaro.

9. — *Terza parte del lavoro sul terreno* (*Seguito delle revisioni*).

Anche le analisi chimiche, completando e talora correggendo le osservazioni petrografiche, possono obbligare il geologo a tornare sul terreno e a ricercarvi se qualche contradizione con le osservazioni fatte su di esso non indichi errori commessi in queste ultime o nelle analisi anzidette. Se poi tali analisi potranno ottenersi prima che siano finite le osservazioni sul terreno, questa parte delle revisioni sarà unita alla precedente.

10. — *Seconda parte del lavoro di tavolino.*
(*Calcoli magmatici. Classificazioni magmatiche e petrografiche*).

Essendosi intanto in possesso delle analisi chimiche si procederà alle classificazioni petrografiche, e quindi ai calcoli e alle classificazioni magmatiche, le quali anch'esse dovranno essere d'accordo con lo studio petrografico e con le osservazioni sul terreno, o almeno non essere con esse in disaccordo.

Qualche naturalista italiano avrebbe preteso che le ricerche petrografiche fossero basate sui risultati della Fisico-Chimica. Ma tali risultati sono finora così incerti da essere stati tralasciati dalla grande maggioranza dei petrografi, come risulta dalle loro pubblicazioni, e come del resto fu esplicitamente affermato in questi ultimi mesi da due dei più eminenti.[1]

[1] Brögger e Lacroix in C. Viola, Rend. Lincei, 1919.

(Osservazione aggiunta durante la stampa di questa prolusione, avvenuta dal 1919 al 1920).

11. — *Quarta parte del lavoro sul terreno (Continuazione e fine delle revisioni).*

Se invece dell'accordo precedente venissero fuori altre contradizioni tra l'evoluzione dei magmi (scoria e fumarola) e la serie delle emissioni già stabilita bisognerà cercare di eliminarli, tornando in campagna per la 4ª ed ultima volta, ad ottenere così con altre correzioni l'accordo completo tra l'osservazione del terreno e lo studio di laboratorio e di tavolino.

Va però notato che l'accordo completo tra l'evoluzione magmatica e la serie delle emissioni non dipende solo dalla esattezza delle osservazioni, delle analisi e delle operazioni eseguite; ma altresì dalle basi ancora incerte su cui poggia la teoria dei magmi. Se quindi le contradizioni derivanti da ciò che si può argomentare della loro evoluzione possono eliminarsi per le grandi linee della serie, assai più difficilmente potranno eliminarsi per tutti i particolari della medesima. Questo fatto della concordanza delle grandi linee e di talune discordanze nei particolari è stato meravigliosamente dimostrato dai risultati dei calcoli magmatici sulle rocce dei Vulcani Cimini. Così l'unità della grande famiglia delle necroliti (Loc. cit., pag. 544) e la divisione delle rocce dei Cimini in province petrografiche distinte da quelle degli altri vulcani dell'Italia Centrale (Idem, pag. 533), non potevano più chiaramente essere dimostrate.

Questo quarto ritorno in campagna è indispensabile non potendosi fare prima i lunghi calcoli magmatici sopra analisi chimiche in cui possono essere incorsi errori. Bisogna perciò assicurarsi dell'accordo fra le osservazioni e le analisi prima di determinare la serie magmatica. Del resto le escursioni che quest' ultima potrebbe richiedere sarebbero limitate a pochi siti.

§ 3. — Fase riassuntiva

(Conclusione del lavoro)

1. — *Serie correlative d'elementi nello studio d'una regione vulcanica.*

Da quanto si è visto lo studio d'una regione vulcanica ha bisogno di due serie correlative di elementi.

1) studio stratigrafico della regione, in base alle osservazioni sul terreno e allo studio petrografico delle sue rocce controllato dallo studio e dalla successione degl'inclusi relativi;

2) evoluzione dei magmi durante i periodi dell'attività.

Si tratta di due serie, la stratigrafica e la magmatica, tra cui c'è *correlazione*, poichè ad ogni termine principale della prima deve corrispondere un termine principale della seconda e con lo stesso numero d'ordine; e reciprocamente. La prima serie si sdoppia essa stessa in due altre di strati e d'inclusi, tra cui la *correlazione* è anche più stretta. Ogni ricostruzione fatta sul terreno che non sia d'accordo con la serie dedotta dagl' inclusi è sbagliata e bisogna correggerla o rifarla; ogni contradizione fra la ricostruzione così corretta o rifatta e l'evoluzione dei magmi va seriamente discussa potendo essere indizio di errore nelle operazioni sul terreno o in quelle di laboratorio, a meno non sia conseguenza delle ipotesi incerte su cui quell'evoluzione è basata. È questo un dubbio che deve essere chiaramente definito e che si riduce a stabilire se l'errore risiede nelle osservazioni del geologo o nelle deduzioni della teoria.

Quando poi il geologo ha bene stabilita la successione (cronologia) dei materiali eruttati, si trova di fronte a due classificazioni dei medesimi: una petrografica propriamente detta, basata sulla struttura e sulla composizione mineralogica; e un' altra magmatica, basata sulla Chimica e su certe ipotesi. La seconda essendo una classificazione naturale dovrebbe imporsi alla prima, ossia dovrebbe essere d'accordo con essa o dovrebbe sostituirsi ad essa; ma purtroppo è ancora allo stato di tentativi, poichè le ipotesi su cui si basa sono incerte e il grado di approssimazione dei dati forniti dalle analisi chimiche è

inferiore a quello richiesto dai calcoli magmatici. Percio sarà bene esporre entrambe queste classificazioni, mettendone in evidenza la correlatività delle linee principali e discutendone i disaccordi dei particolari. Da ogni studio ben fatto di regioni vulcaniche la teoria dei magmi potrà ricevere nuovi argomenti, ed essere messa sopra basi più salde, ciò che conferma anche una volta come gli studii sui magmi eruttivi non sono affatto regionali, ma hanno tutti un interesse comune tendente a farci risalire alle cause del vulcanismo terrestre.

2. — *Carta geologica (Sintesi del lavoro).*

Intanto la carta geologica si è andata formando man mano. Durante la prima parte del lavoro di campagna si son messe a posto sulla carta topografica le masse principali. Nella seconda parte queste masse principali si sono delimitate in tutti i loro particolari e si sono aggiunte le masse secondarie. Nella terza e quarta parte si sono corretti a più riprese i limiti già segnati. E in ultimo, a studio finito, tutte le masse delimitate hanno ricevuto le loro denominazioni.

Le sezioni che si deducono direttamente dalla carta geologica, e i cui termini sono rappresentati con gli stessi colori, sono la sintesi grafica di tutte le sezioni rilevate sul terreno e riportate nella prima parte del testo. La carta e le sezioni da essa dedotte sono la sintesi grafica dell'intero lavoro in proiezione orizzontale e in proiezione verticale. Si capisce quindi che la carta oggi non può iniziare il lavoro come ai tempi in cui il rilevamento era ritenuto la parte fondamentale di questo lavoro, e il testo relativo ne era un allegato costituito dallo studio empirico dei suoi materiali, e che spesso poteva anche sopprimersi. Oggi invece si è visto che lo studio razionale d'una regione esige un lungo ed armonico complesso di ricerche mentre la carta ne rappresenta una specie di quadro dimostrativo. Ma non si può dire fosse errato il concetto d'allora, bensì che sia più evoluto quello di oggi, il quale, se esiste, è dovuto ai nostri predecessori che ebbero il merito di spianarci la via.

§ 4. — **Fase descrittiva.**

Terza parte del lavoro di tavolino.

A questo punto si potrà passare alla esposizione dell' intero studio eseguito e dei suoi risultati, e alla ricostituzione della storia della regione. Se qualche dubbio, qualche contradizione sussiste ancora si sarà in grado di conoscere che mancano i documenti per eliminarli e perchè mancano. In una prima parte si esporranno le osservazioni sul terreno, quindi tutte le sezioni rilevate, la cui coordinazione darà la « serie », anzi la doppia serie dei terreni costituenti il basamento pre-vulcanico e delle emissioni vulcaniche, da cui si potrà dedurre la ricostruzione morfologica e la storia della regione. In una seconda parte si esporranno le osservazioni petrografiche su tutti i materiali vulcanici e pre-vulcanici, le loro analisi chimiche e i calcoli magmatici.

CAPO III.

DOCUMENTI DEL LAVORO ESEGUITO.

§ 1. — **Appunti, disegni, fotografie.**

Finalmente a lavoro finito occorre conservarne tutti i documenti. I libretti di campagna, le minute della carta geologica eseguita in campagna, le loro copie specialmente nel caso che la pubblicazione se ne sia fatta a scala ridotta, le preparazioni microscopiche, le schede contenenti per ognuna di esse l'elenco dei fatti osservati nel microscopio, tutte le fotografie eseguite in campagna e in laboratorio, ecc. Ma i documenti più importanti da conservare sono i campioni raccolti, che costituiscono la « collezione » della regione studiata, e che vanno custoditi in appositi locali perchè possano essere esaminati da chiunque ne senta il bisogno.

§ 2. — Collezioni.

1. — *Raccolta e ordinamento.*

L'ordinamento delle collezioni, al pari della loro raccolta ha la più grande importanza. Ma l'uno e l'altra debbono avere caratteri speciali da non esser confusi con quelli che sono necessarii in altri istituti, essendo evidente che ogni collezione va costituita ed ordinata in modo da rispondere allo scopo cui è destinata.

Una collezione universitaria ha sempre scopo didattico e a tale scopo deve conformarsi. Fermandoci al campo della Geologia, ogni campione di tale collezione dovrà essere bene studiato e ben determinato; e deve rappresentare un tipo di roccia o di fossile completamente, cioè con tutti i suoi elementi e in tutte le sue parti; e nello stato migliore, cioè privo di alterazioni e di disgregazioni. Il campione di roccia deve inoltre rispondere a certi dati estetici prestabiliti di dimensioni e di forma, che debbono essere press' a poco uguali per tutti. L'ordinamento di tali campioni, siano di rocce o di fossili, dovrà essere fatto per età, aggiungendo in ambo i casi una collezione per famiglie.[1] Tale ordinamento inoltre deve corrispondere alla classificazione seguita nell'istituto cui la collezione appartiene.[2]

Invece la collezione raccolta per un rilevamento geologico deve avere i caratteri opposti. Sparisce il concetto didattico, sparisce la documentazione dello stato attuale della Scienza, e s' impone il concetto della documentazione del lavoro eseguito, che è uno di quelli che hanno portata la Scienza al suo stato attuale. Nel primo caso è documentazione di sintesi, nel secondo è documentazione d'analisi. Ogni campione non rappresenta più nè l'età che non può determi-

---

[1] In una collezione per l'istruzione secondaria l'ordinamento per età sarebbe di troppo e si adotta il solo ordinamento per famiglie.

[2] In taluni istituti insieme al campione si mette la preparazione microscopica quando fu necessario il farla, ma essendo essa molto fragile occorre adottare un sistema di scatole in cui non ci sia pericolo che si rompa. Meglio conservare a parte la collezione delle preparazioni.

narsi in tutti i siti da cui esso proviene, nè l'espressione tipica di una data roccia o d'un dato fossile. I campioni si raccolgono a misura che il lavoro procede e devono rappresentare successivamente tutti i materiali che presenta il terreno: ora sono rocce intatte, ora alterate: ora compatte, ora più o meno disgregate o addirittura pulverulente; ora si potrà trarne un buon campione, ora uno cattivo; ora di dimensioni normali, ora ridotto a semplice scheggia o a pezzetti informi. Si deve raccogliere tutto come viene, poichè occorre per ogni località possedere la roccia che vi si trova e nello stato in cui vi si trova. Così pure pei fossili non è più esclusivamente il buon esemplare che si deve prendere, nè l'esemplare completo, ma quegli esemplari qualsisiano o frammenti di esemplari che abbiano appartenuto ad individui caratteristici dei diversi terreni, e che serbino almeno quelle parti che sono necessarie alla loro determinazione. Inoltre lo studio petrografico e paleontologico non può estendersi a tutti i campioni raccolti. Difatti ora non è necessario fare tale studio perchè il numero raccolto è troppo grande e altri campioni hanno già definito la formazione, ora di farlo manca il tempo o mancano i mezzi. La classificazione di questi materiali non può assolutamente farsi nè per età, nè per famiglie, ciò che non sarebbe possibile a causa dei campioni non determinati o non determinabili che pure occorre conservare, e che essendo in maggioranza esteticamente cattivi figurerebbero male in mezzo agli esemplari tipici delle diverse categorie. Invece il criterio di tale ordinamento deve essere che i campioni devono far conoscere la natura del terreno studiato punto per punto, e documentare il lavoro nell'ordine in cui fu eseguito, sicchè sia facile e sollecito ritrovare i materiali esistenti in ogni località. E poichè il rilevamento procede ad un foglio per volta, la ripartizione deve essere fatta *per fogli della carta topografica* in gruppi consecutivi di cassetti, nei quali si troveranno insieme i campioni determinati e quelli non determinati, e che si determineranno se e quando si potrà. Tale fu l'ordinamento che era stato imposto da Felice Giordano ai materiali della Carta Geologica d'Italia.

Il sistema misto, consistente nel tenere in mostra ordinati per età i campioni buoni e ben determinati e gli altri nei cassetti, è cattivo sistema, poichè sottrae dai materiali d'ogni foglio una parte, sparpagliandola in località diverse invece di tenerla riunita con la parte rimanente. Nel museo dell'Ecole des Mines di Parigi c'è insieme il sistema per età e quello per fogli della Carta soltanto perchè le collezioni della Carta e quelle della scuola si trovano insieme, ma tali collezioni sono ben distinte tra loro, essendo la seconda costituita di campioni duplicati della prima e di campioni di altre provenienze.

Ricorderò pure che le collezioni raccolte da geologi celebri vanno tenute gelosamente a parte perchè corrispondono ad un momento storico nel cammino della scienza.

2. — *Riordinamento.*

Talvolta le collezioni didattiche possono essere riordinate. Però l'operazione è molto delicata e non dovrebbe essere eseguita che da chi possegga grande autorità e quando le classificazioni fossero mutate.[1] Ma nessun cambiamento di posizione è concepibile nelle collezioni d'un rilevamento geologico, la disposizione delle quali è obbligatoria ed è data dalla successione numerica dei diversi fogli. Solo a chi fece la raccolta e dopo ultimato lo studio relativo è permesso buttar via o sostituire campioni, mentre chiunque dirige la collezione deve limitarsi solo ad aggiungere quelli che mancassero. Dopo la sparizione di chi fece la raccolta, solo a chi ristudiasse l'intera regione od una sua parte con criterii scientifici mutati potrebbe esser permesso di togliere o sostituire campioni, ma meglio sarebbe tenere in disparte la prima collezione e crearne una seconda *a latere*, a meno che la precedente non avesse scarso valore o per le persone che la raccolsero o pel modo saltuario come fu raccolta o per altre ragioni.

[1] È evidente che pochi mutamenti possono subire le collezioni delle rocce sedimentarie disposte per età, ma parecchi ne possono subire quelle di rocce eruttive che sono passate e passeranno ancora a traverso a grandi e numerose rivoluzioni.

Insomma del riordinamento d'una collezione può dirsi lo stesso che di qualunque lavoro scientifico: ogni mutamento deve segnare un progresso, e chi su questa via non si sente il piede sicuro deve cedere il passo agli altri.

La misura delle proprie forze, il rispetto al lavoro altrui, l'onestà nelle affermazioni costituiscono la «probità scientifica». Essa è un dovere che rientra nella probità morale, un dovere che i giovani non terranno mai abbastanza presente se vorranno divenire degni di entrare e rimanere nel tempio della Scienza.

INDICE

VI.

Prof. FEDERICO SACCO

Il glacialismo antico e moderno

NELLE

alte valli di Ayas (Evançon) e di Gressoney (Lys)

(Valle d'Aosta)

La parte occidentale dell'elevato gruppo del Monte Rosa è incisa, sul versante italiano, da due grandi vallate foggiate ad irregolare triangolo o ventaglio convergenti a sud, una (la valle dell' Evançon o di Ayas) verso S. Jacques, l'altra (la valle del Lys o di Gressoney) verso Gressoney, ambedue valli tributarie, di sinistra, della grande Vallata d'Aosta.

Ambedue queste vallate presentano tuttora importanti ghiacciai, residui però di un glacialismo assai più esteso ed importante che vi si verificò in epoca preistorica e storica non tanto antica.

Esaminiamole succintamente sotto tale punto di vista.

VALLE DI AYAS.

La lunga *Valle di Ayas* o di *Brusson* o di *Challant* (specialmente per la parte bassa) percorsa dal *T. Evançon*, che gettasi nella Dora Baltea sotto Verres dopo una trentina di Km. di sviluppo, nella sua parte alta si allarga a ventaglio che scende acutangolare verso S. Jacques dalla formidabile costiera rocciosa del Breithorn (l. s.) che collegasi ai gruppi del Cervino ad Ovest e del M. Rosa ad Est.

L'alta valle di Ayas è costituita geologicamente nella sua parte più elevata ed orientale (gruppo di Felik-Perazzi sino alla region dell'Alpe di Verra) da un esteso affioramento di Gneiss (porzione

10

occidentale del grande massiccio del M. Rosa), amplissimamente fasciato da una formidabile zona di Pietre Verdi (Serpentine, Prasiniti, ecc.), che per la loro compattezza e resistenza formano i dirupati, aspri rilievi di Breithorn–Rollin–Rocca di Verra–Gran Tournalin–M. Rosso–M. Bettolina–M. Bettaforca, ecc. pur intercalandosi a Calcari e Calceschisti che sviluppansi specialmente dal gruppo del Gran Tournalin alla costiera del S. Teodulo di cui originano l'estesa e ben nota depressione (1).

Tettonicamente la formazione gneissica forma solo un fianco della grandiosa anticlinale, irregolarmente subellittica, che originò l'alto rilievo del gruppo del M. Rosa; mentre invece la frastagliata formazione mesozoica dei Calcari e Calceschisti, colle potentissime inclusioni di Pietre Verdi, è piuttosto disposta a gigantesca sinclinale complessivamente rovesciata contro detto massiccio gneissico (2).

La risultante disposizione stratigrafica che presenta una prevalente pendenza, spesso piuttosto dolce, a Sud o S. O., assieme alla sovraccennata costituzione geologica, spiega in gran parte l'orografia della regione in esame, colle sue più forti asperità corrispondenti alle Pietre Verdi, coi suoi fianchi orientali (p. es. nei gruppi di Gran Sommetta–Gran Tournalin, di Gobba Rollin–Rocca Verra, ecc.) assai più ripidi che non quelli occidentali (come p. es. il fianco sinistro dell'alta Val Tournanche e dell'alta Val d'Ayas sopra il Pian di Verra); tale forma orografica essendo prodotta nel primo caso dalla rotta testata dei banchi e nel secondo caso invece dalla dorsale degli strati inclinati quasi nello stesso senso del fianco vallivo.

Premessi questi pochi cenni geo-tettonici sull'alta valle di Ayas indichiamo brevemente quali furono i fenomeni glaciali principali che vi si verificarono, dopo naturalmente che (diminuendo il grandioso glacialismo che aveva riunito le masse glaciali della Valle di Aosta

(1) Per esame geologico vedi: Blatt. XXII (Domodossola) della Carta Geol. Svizzera al 100000 (1869) e foglio (M. Rosa) della Carta Geol. d'Italia al 100000 (1912).

(2) Vedi: F. Sacco – *Les Alpes Occidentales*, 1913 (Carta Geol. e Sezioni trasversali 4ª e 5ª)

sino a spingerne la fronte oltre il bacino montano a depositare il gigantesco Anfiteatro morenico di Ivrea) i diversi ghiacciai prima confluenti rientrarono nelle loro vallate originarie.

Allora anche il Ghiacciaio d'Evançon individualizzatosi ritirandosi nella propria valle (di Challant nella parte inferiore), pur avendo ancora una ventina di Km. di sviluppo, si arrestò per lungo tempo (*Stadio buhliano?*) colla sua fronte nel bassopiano di Volon–Brusson, depositando il complesso morenico (di S. Valentin-Arceza) che chiude appunto il bacino di Brusson; poi, dopo un nuovo importante regresso, arrestatasi la fronte glaciale per lungo tempo (*Stadio gschnitziano?*) nel bassopiano di Ayas (1), pur tratto tratto regredendo ed abbassandosi, depositò lo splendido Bacino gradinato (al quale corrispondono i quattro archi frontali di Serva-Corbet) su cui si adagiano ora sparsamente le varie frazioni di Ayas. Infine per un nuovo importante ritiro il Ghiacciaio di Evançon, che si potrebbe anche indicare successivamente come **Ghiacciaio di Brusson,** poi **di Ayas** (con sottofase a Champoluc), quindi **di S. Jacques** ed ora di **Verra,** frontalmente si arrestò per un lungo periodo (*Stadio dauniano?*), l'ultimo di quelli preistorici *postwurmiani*, appunto nella regione di S. Jacques.

E' allora che questo antico ghiacciaio di Verra, colla sua lingua terminale semiovoidale posata sul bassopiano di S. Jacques, depositò radatamente una specie di Anfiteatro morenico rimasto sventrato naturalmente nella sua parte anteriore per azione del torrente Evançon. Ma sui fianchi tale Anfiteatro è abbastanza ben conservato, sia

---

(1) Questo splendido piano, già lacustre dopo il ritiro glaciale, trasse recentemente l'attenzione di una potente Società che voleva trasformarlo in un grande serbatoio artificiale sbarrandolo nella stretta di C. Corbet dove vi è l'ultimo arco morenico della serie sbrecciata dal torrente; ma la diga riuscirebbe lunga circa 2 Km. e la profondità enorme, data la natura del terreno, per cui è sperabile che il progetto sia abbandonato, senza l'odissea del progetto analogo del Pian della Mussa in Val di Lanzo, salvo che si voglia costruire una bassa diga in terra per ottenere un bacino d'importanza molto meno grande di quanto si sperava a prima vista, ma con grandiosa utilizzazione, cioè con salto di un migliaio di metri sul piano di Montjovet nella contigua Valle d'Aosta.

sul lato sinistro (dove osservansi due gradinate principali che da Rascard scendono a S. Jacques), sia specialmente sul lato destro dove la serie morenica appare più completa e sviluppata; quivi infatti esistono quattro principali cordoni morenici, fra loro innestati e non sempre ben distinti, che dall'Alpe Sapier verso i 2000 m. scendono degradando obliquamente sino al bassopiano di S. Jacques–Prasecco a 1670 m. circa.

Oltre a tali depositi frontali dell'Anfiteatro morenico di S. Jacques sono tuttora abbastanza ben conservati, almeno in parte, quelli contemporanei più a monte. Così a sinistra troviamo gli elevati, vecchi cordoni morenici parzialmente imboschiti, che, mentre a valle collegansi colle alte morene di S. Jacques–Pascard, verso monte, elevandosi si appoggiano sulla propaggine rocciosa del Palon di Resy; sono collinette subrettilinee, fra loro subparallele (v. fot. 1 di Tav. II), due ben alte e distinte, che salgono da Molera-Revé sin oltre 2200 m. s. l. m., mentre alcune più basse e meno estese trovansi verso il fondo della vallata; ma queste ultime sono più recenti e collegano quindi nel tempo, il tipico Anfiteatro di S. Jacques colle morene più giovani chiudenti il Pian di Verra.

Sulla destra invece i depositi morenici, contemporanei delle, grandi morene di Révé, per la forma, a conca, del piano vallivo, si adagiarono largamente degradando (ad irregolari, ampie, non ben distinte gradinate) da circa 2100-2050 m. giù giù nella regione di Alpe Vasé ecc., sino a Fiery nelle cui vicinanze sviluppansi le formazioni moreniche relativamente più recenti, analogamente a quanto si notò per il fianco opposto della valle. Qua e là appaiono presso o sotto a detto manto morenico spuntoni di roccie in posto mirabilmente levigate, montonate.

In tutti questi depositi morenici troviamo frequentemente sparsi enormi blocchi erratici, anche di 8-10 m. sino ad una ventina di metri di diametro, in modo che nella facies complessiva detti depositi ricordano quelli, ad un dipresso contemporanei, degli ultimi cordoni morenici *dauniani* del Breuil nell'alta Val Tournanche.

Risalendo la valle di Evançon-Verra, 1 Km. circa sopra Fiery,

troviamo infine, quasi come ultimo, giovane, termine della serie morenica ora esaminata, un tipico cordone arcuato che chiude il Pian di Verra; esso rappresenta il deposito, a grandi massi angolosi, che il ghiacciaio di Verra accumulò quando colla sua lingua terminale occupava detto piano.

In seguito, quando il ghiacciaio ritirandosi rapidamente abbandonò tale conca, questa si cambiò in un lago che andò rapidamente riempiendosi per alluvionamento, mentre intanto il suo emissario incideva gradatamente l'arco morenico di sbarramento; è per tale doppia azione alluvionante ed incisiva che il grande lago di Verra si cangiò abbastanza presto in un ampio piano paludoso poi pratense nel cui mezzo vennero ben più tardi costruiti i casolari dell'Alpe Pian di Verra (2047 m.) (1).

Al fondo, verso valle, di detto piano, presso la chiusa morenica, scaturiscono tra il terreno detritico alcune grosse polle di acqua (ciò che ricorda un po' per varie circostanze le famose sorgenti del Pian della Mussa) che probabilmente devono considerarsi come sorgenti di sfioramento causato sia da un sotterraneo sbarramento roccioso, sia dalla chiusa morenica, sia dai depositi lacustri che, come noto, si accumulano in forma fine (quindi poco permeabile) al fondo, verso valle, dei Laghi, mentre invece essi sono grossolani verso monte; per cui le acque sotterranee impregnanti copiosamente i detriti grossolani del Pian di Verra, incontrando tali varii ostacoli alla continuazione del loro libero deflusso sotterraneo verso valle, sono obbligate ad affiorare in gran parte costituendo la grossa sorgente complessiva sovra indicata.

Riguardo al *periodo dauniano* ricordiamo come allora nell'alta valle di Ayas, oltre ai ghiacciai di Ventina, di Verra, ecc., tuttora esistenti per quanto assai diminuiti, ne esistevano parecchi altri, ora scomparsi; così, sulla destra, nel gruppo del Tournalin, sia nell'alto vallone del Lago Verde (forse essendovene ancora un residuo verso

(1) Sull'uscio della stalla di detti casolari vidi incisa la data del 1835, il che ci indica che già, almeno, nella prima metà del secolo XIX il Pian di Verra era ridotto allo stato pratense; ma il fatto è, probabilmente, molto anteriore.

la metà del secolo XIX, come indicherebbe la vecchia carta degli Schlagintweit), sia nell'ampia conca di Nana che già nell'epoca glaciale accolse un importante ghiacciaio di cui sonvi tuttora le traccie nella tipica levigatura delle roccie sopra Alpe Nana alta, nonchè nel materiale morenico più in basso.

Sulla sinistra, oltre ai ghiacciaietti allora esistenti a Nord ed a Sud di M. Rosso, fu assai esteso il ghiacciaio della Forca che dagli alti ed aspri rilievi serpentinosi e prasinitici di M. Rosso, M. Bettolina e M. Bettaforca discese sino ad un Km. a valle dell'Alpe Forca, deponendo splendidi archi morenici concentrici (ben conservati sulla sinistra della valletta), abbandonando poi ancora abbondante materiale morenico a monte dell'Alpe Forca dove osservansi copiose sorgenti appunto di emergenza attraverso detto materiale detritico.

Entriamo finalmente nella parte storica del **Ghiacciaio di Verra**.

L'esame delle sue morene fresche disposte in splendidi cordoni alti, ondulati, sia a destra dove, per sbarramento, originarono il meraviglioso lago bleu, sia a sinistra dove costituiscono una serie ancor più elevata ed individualizzata, ci prova che in epoca storica non lontana, probabilmente ancora sul **principio del secolo XIX** il ghiacciaio di Verra spingeva la sua fronte sino all'apice del pian di Verra.

Gorret e Bich nella loro « *Guide illustrée de la Vallée d'Aoste* » accennano che i vecchi di Ayas dicevano aver visto resti di casolari di Verra (già appartenenti alla parrocchia di Praborno di Zermatt) stati abbandonati per l'antico avanzarsi dei ghiacciai di Verra.

Noto che nella parte superiore del Pian di Verra, tra i due ponti, a valle degli archi morenici tipici depositati nella prima metà del secolo XIX, vi è un accumulo collinoso, rivestito di vecchie conifere (che ricorda una formazione analoga esistente all'estremità orientale dell'apparato morenico del Miage) e che fu depositato prima del secolo XIX.

Il materiale costituente l'apparato morenico, storico, del ghiacciaio di Verra è prevalentemente serpentinoso ed in minor parte anfibolitico sul lato destro, ed invece serpentinoso-anfibolitico e gneissico-

granitoide, anche qua e là calceschistoso, nella sua parte sinistra; ciò che corrisponde assai bene alla natura litologica del suo bacino superiore come fu sovraccennato.

Se si osservano un po' minutamente le morene di destra si vede che esse costituiscono una serie che, iniziandosi dalle falde rocciose di Colle di Breithorn-Gobba di Rollin (dopo un breve mascheramento causato dalla confluenza di uno stretto ramo seraccato scendente ripidamente dal Ghiacciaio di Ventina), si estende e si complica in due, poi in tre cordoni principali che scendono ben individualizzati sin quasi al piano di Verra, costituendo per lungo tratto un' ampia collina a cresta curiosamente trifida, cosparsa di massi enormi, specialmente nella sua parte terminale verso valle (Tav. II. fig. 2, 3 e 4).

Verso il basso questa complessa morena di destra, che presenta ancora un aspetto relativamente fresco, inflettendosi a largo arco origina per sbarramento il bel lago bleu e va ad adagiarsi ai piedi della vecchia, plurisecolare, morena destra arborata, applicata alle aride ed aspre falde serpentinose della Rocca di Verra; vecchia morena forse corrispondente all'antica formazione morenica, sovraindicata, che chiude in basso il piano di Verra (1).

Invece la complessa morena destra più recente, ora in esame, verso il basso (dove presenta sempre più frequenti e giganteschi massi) ognor più degradando ed arcuandosi vien quasi a chiudere superiormente il piano di Verra.

Verso l'esterno essa è molto più alta che verso l'interno dove passa poi, con o senza gradinate intermedie, alla morena mobile,

---

(1) Il Dott. MONTERIN nel suo lavoro del 1918 (*Il M. Rosa ed i suoi Ghiacciai*) indica il Piano di Verra come « esempio meraviglioso di lago d'erosione glaciale colmato », spiegazione che non parmi accettabile, giacchè la causa della chiusa (a valle) del piano di Verra e quindi della formazione del bacino lacustre, ora piano per alluvionamento, credo stia essenzialmente nella speciale, locale, resistenza del grandioso sbarramento serpentinoso che, in direzione N.O.-S.E., attraversa l'alta Valle d'Ayas; l'erosione valliva dovette essere piuttosto fluviale che non glaciale.

viaggiante, che copre quasi completamente l'ultimo mezzo Km. del ghiacciaio di Verra.

Sul lato sinistro la formazione morenica mostra residui di morena vecchia appiccicata un po' in alto alle falde dello sprone occidentale del serpentinoso M. Rosso, nonchè estesamente più in basso sulla destra della valletta di Alpe Verra, dove passa il sentiero che conduce a detti casolari; ciò analogamente a quanto presenta la morena addossata alle falde S. E. della Rocca di Verra.

Ma nella sua parte meno vecchia la formazione morenica costituisce una serie che, dapprima depressa, scende lungo i fianchi occidentali della lunga emersione rocciosa di Lambronecca (1); poi, staccandosene al suo termine, costituisce una collina alta, ben individualizzata, poggiata dapprima sulla roccia gneissica, quindi sul fondo vallivo, e distinguibile in quattro o cinque cordoni principali che sviluppansi con lievi ondulazioni, per parecchi Km. di lunghezza sino al pian di Verra (per i cordoni esterni), mentre sono sempre più corti ed arretrati i cordoni interni (naturalmente gradatamente più bassi, nonchè più gracili) che terminano in arcuatura ben delineata. (Vedi fig. 2, 3 e 4 di Tav. II).

Risulta quindi chiaramente provato, da dette morene abbastanza fresche, che il ghiacciaio di Verra in epoca poco lontana, cioè **nella prima metà del secolo XIX**, era molto più elevato e gonfio che non ora e raggiungeva il caratteristico piano di Verra, che si era già allora trasformato dallo stato precedente lacustre in quello pratense, però ancora più o meno paludoso.

Le ricerche fatte dal prof. Revelli (2) sulle carte topografiche pubblicate negli ultimi tre secoli per trovare dati riguardo ai movimenti dei ghiacciai, non gli diedero risultati soddisfacenti, ciò che è naturale per la poca importanza data allora a queste regioni

(1) Secondo il Monterin il nome di Lambronecca o *La Brunecca* dei Valligiani, di origine parzialmente tedesca, corrisponderebbe a *bruna morena*.

(2) Revelli P. — *Una visita alla fronte del Ghiacciaio di Verra.* (Rivista Geogr. It., XVII, 1910).

montuose, peggio poi se glaciali; ma egli apprese dalla guida Fasson di Fiery che ancora verso il 1865 il ghiacciaio in esame raggiungeva il piano di Verra; detto Beniamino Fasson, proprietario dell' Hotel de Fiery, mi confermò recentemente detta asserzione, ma per varie considerazioni dubito che tale grande sviluppo storico (che rimonta nel complesso alla prima metà del sec. XIX) siasi conservato solo sin verso il 1860, dopo di che il ghiacciaio di Verra dovette cominciare a ritirarsi.

Nella « Topogr. Karte d. M. Rosa » **1823**, annessa al lavoro di Welden « *Der Monte-Rosa* » 1824, il grande ghiacciaio di Verra, indicato come « Ayas Gletscher », è segnato come abbastanza allungato, ma forse meno di quanto era veramente allora; ciò in causa del grande detrito morenico che mascherò sempre la parte terminale di detto ghiacciaio.

La « *Karte des Monte Rosa* » **1851**, al 50 000, assai imperfetta, di A. e H. Schlagintweit, mostra il ghiacciaio in esame (che indicano pure come « Ayas Gletscher ») molto allungato. cosicchè esso appare appunto come ancora raggiungente il piano di Verra; ma è curioso come non vi sia segnato il caratteristico Lago Bleu, mentre sono indicati tanti altri laghetti meno importanti.

Anche il foglio XXIII (M. Rosa) rilevato nella prima metà del secolo (secondo il Dainelli nel **1820**), riconosciuto nel **1854** (1) e pubblicato nel 1858, è purtroppo poco preciso nella regione glaciale che ci interessa e risente del periodo in cui i ghiacciai si osservavano ancora un po' di lontano e si disegnavano quindi un po' schematicamente; ciò ci spiega come il ghiacciaio di Verra vi sia stato disegnato come pensile e solo quasi sviluppato come i laterali. La mancanza pure di indicazione del tipico lago bleu potrebbe far du-

(1) Secondo gentile comunicazione del Ten. Gen. Gliamas, Direttore dell' Istituto Geogr. Mil. (lettera 5 gennaio 1918). Il Dainelli in « Alc. Oss. Ghiacc. M. Rosa » indica il rilievo primitivo come fatto nel 1820-21, ma nella successiva monografia sopra « Il Ghiacciaio del Lys, 1911 » nota invece essere tale periodo indeterminato tra il 1818 ed il 1828; ad ogni modo, vista la grande imperfezione della carta, tale data perde importanza.

bitare che esso ancora non esistesse nella prima metà del secolo XIX, ma forse invece non fu veduto (perchè mascherato dalla grande morena destra) dai Cartografi d'allora che spesso si arrestavano davanti ai ghiacciai, oppure esso fu tralasciato perchè piccolo.

Ben più giustamente la carta di Adams-Rejlly, rilevata nel **1865-66**, disegna il ghiacciaio di Verra che arrivava allora all'altezza della metà circa del Lago bleu sbarrato dalla sua morena destra; quindi il ghiacciaio si mostrava già allora in fase di notevole regresso che, come sovraccennai, deve essersi iniziato verso il 1860 ed accentuato subito notevolmente.

Il cav. A. E. Martelli in seguito ad alcune escursioni fatte nel settembre del **1883** e poi nel **1886** pubblicò due lavori sull'alta valle di Ayas (1), però senza osservazioni glaciologiche precise; egli indica che la fronte glaciale scendeva sino a 2100 m. s. l. m., ciò che credo esagerato, ma ad ogni modo ci accenna che da allora a questi ultimi anni essa si è di certo molto ritirata in altezza e quindi in lunghezza.

La buona carta, al 50 000, dell' Ist. Geogr. Mil. rilevata nel **1884** sembra indicare che allora la fronte del ghiacciaio di Verra, coperta da potente detrito morenico derivante da vari cordoni morenici segnati come provenienti dal bacino superiore del ghiacciaio, scendesse ancora un po' più a Sud che non il lago bleu e si prolungasse un po' più a sinistra che a destra.

Ricordo qui incidentalmeute che dell'alto e medio bacino di Verra si può esaminare un bellissima fotografia presa da V. Sella (N. 305 del suo catalogo) nell'agosto 1886 dalla Capanna Quintino Sella; tale fotografia non mostra notevoli variazioni glaciologiche comparandola con quella fatta, dalla stessa Capanna, nel 1908 da E. Gallo.

Interessanti per consultazioni anche di dettaglio sono i panorami fotografici (riprodotti e venduti in zincografia dall'Ist. Geogr.

---

(1) MARTELLI A. E. — *Una gita sui ghiacciai di Verra e della Ventina* (Boll. C. A. I., vol. XVII, n. 50, 1884).

MARTELLI A. E. — *I monti ed i ghiacciai di Ayas nella catena del M. Rosa.* C. A. I., vol. XX, n. 53, 1887).

Mil.) presi nel gruppo del M. Rosa–Vallone d'Ayas durante i rilievi fotogrammetrici; il panorama preso dalla cresta del M. Rosa mostra nel modo più evidente l'imponenza della grande, vecchia, morena sinistra, appoggiata verso monte alla roccia, slabbrata in parte nel margine per rigonfiamenti ed espandimenti del ghiacciaio (1).

Il dott. Dainelli, che nel **1901** eseguì appositamente « *Alcune osservazioni sui Ghiacciai del versante It. del M. Rosa* » (2) riassunte nella nota *Sullo stato attuale del Ghiacciai del M. Rosa* » (3), trovò (29 agosto) la fronte del ghiacciaio di Verra ritirata di circa 150 m. in confronto della sua estensione nel 1884, corrispondendo all'altezza del rigonfiamento centrale del Lago bleu. Egli osservò inoltre che lo stesso andamento del ghiacciaio si era modificato alla fine del secolo XIX perchè la parte estrema della lingua di ghiaccio girava attorno alla convessa morena laterale destra, determinando la posizione della bocca che non era volta verso il basso della valle ma verso il suo fianco destro.

Il Dainelli pose allora un segnale sopra un masso alla destra del torrente subglaciale (che aveva una temperatura di 0°,8, mentre l'esterna era 10°) a 41 m. di distanza dalla bocca del ghiacciaio.

Tre anni dopo, nell'agosto **1904**, il Dainelli rivisitò i ghiacciai dl Verra facendone poi cenno in « *Alcune notizie sopra i ghiacciai di Gressoney e di Ayas* » (4). Allora egli non trovò più il masso da lui

---

(1) Tale fatto che è frequente (V. per es. Miage, Brenva, ecc.), quantunque lo sviluppo glaciale sia assai minore che nell'epoca in cui furono depositate le morene laterali che vennero poi sbrecciate o rotte in alto dai fianchi del ghiacciaio in momenti di crescenza, sembra indicarci che sovente, in regioni di minor pendio, le correnti glaciali tendono a diventare pensili rispetto al piano originario, in causa dei depositi alluvio-morenici accumulantisi nella parte inferiore del loro alveo che va quindi gradatamente innalzandosi; dal che derivano le frequenti sbrecciature laterali che ricordano quelle prodotte dai fiumi in piena sui loro argini laterali od artificiali, donde le innondazioni.

(2) Boll. C. A. I., vol. XXXV, n. 68, 1902.

(3) Rendic. R. Acc. Lincei, vol. XI, Serie 5ª, 1902.

(4) Zeitschr. für Gletscherkunde. I. Band, 1906.

segnato nel 1901, ma constatò che la bocca glaciale, che nel 1901 corrispondeva press'a poco all'altezza del rigonfiamento centrale del Lago bleu, nel 1904 corrispondeva invece all'estremità settentrionale di detto Lago; ciò che indicava un ritiro di circa 150 m.

Nota inoltre il Dainelli che allora la lingua frontale del ghiacciaio si prolungava ancora assai in basso alla sinistra della bocca, come già appariva sulla carta del 1884, ma talmente ricoperta da detriti superficiali da non potersene riconoscere i limiti.

La fronte del ghiacciaio si trovava a circa 2205 m. s. l. m.

Il 16 agosto **1908** il prof. P. Revelli visitò la fronte del ghiacciaio di Verra (1) di cui trovò la punta linguale a circa 2135 m.; allora la porta del ghiacciaio era rappresentata da un arco avente 13 m. di corda. Egli collocò un segnale rosso (come precisò nell'allegata zincotipia tratta da fot. di C. Errera) sopra un grosso masso posto a 10 m. S. S. O. dalla porta del ghiacciaio; questo era in evidente regresso recente.

Il Revelli fondandosi sull'asserzione del Fasson che verso il 1865 il ghiacciaio in esame toccava ancora il piano di Verra, argomenta che in 45 anni (crederei meglio dire in mezzo secolo) il ghiacciaio si ritirò in senso verticale, di circa 100 m. e (credo di poter aggiungere io) in senso orizzontale, di circa 800 m.

Più tardi, il 26 settembre **1913**, il dott. U. Monterin visitò e descrisse il grande ghiacciaio di Verra nelle sue « *Osservazioni sui Ghiacciai del Gruppo del Monte Rosa nel versante di Ayas e di Gressoney* (2) »; egli notò il fatto che la massa glaciale (egli suppone per accentuata forza di erosione in seguito ad accresciuta velocità dopo un lungo periodo di caldo) non solo raggiunse la cresta della grande morena laterale sinistra nella sua curvatura in corrispondenza dell'alpe superiore di Verra, ma, rompendo in parte (in due punti) la morena stessa, si rinversò un po' dall'altro lato

(1) REVELLI P. — *Una visita al fronte del ghiacciaio di Verra.* (Riv. geogr. it., XVII, 1910).

(2) Boll. Glac. It., n. 1, Roma 1914.

(esterno). Tale fatto del resto non è raro; basti ricordare quelli grandiosi che mostra il ghiacciaio del Miage, sia a sinistra verso il piano del Brouillard, sia a destra contro il laghetto superiore dell'Anfiteatrino dei trinceramenti di Combal.

Il Monterin osservò che allora in quel punto vi erano ancora residui di ghiaccio in cima della morena e che il ghiacciaio nel suo ritiro aveva ricostruito in parte la vecchia morena con nuovi materiali. Ciò indica che il ghiacciaio di Verra trovavasi allora complessivamente in fase di rigonfiamento. Con tutto ciò il Monterin confrontando lo stato di allora della fronte glaciale con le fotografie del Dainelli (1901 e 1904) arguisce che il suo ritiro fu notevole, giacchè la bocca glaciale invece di corrispondere all'estremità settentrionale del Lago Bleu (come nel 1904) si trovava un poco più a nord; inoltre il ghiacciaio, mentre che nel 1904 si prolungava ancora in basso a sinistra della bocca, nel 1913 si trovava allo stesso livello. Allora non vi era un' unica e vera bocca glaciale, ma l'acqua usciva un po' dappertutto. In tale epoca (26 sett. 1913) il Monterin pose due segnali sopra grossi massi cioè M ↑ 1 distante (secondo la direzione della freccia) 64 m. e M ← 2 (sulla morena laterale sinistra) distante 40 m. dal ghiacciaio.

In successive annate (primi di agosto e fine di settembre del **1914** e **1915**) il dott. Monterin ritornò a visitare il ghiacciaio in esame (V. fot.) e (V. pure il lavoro del 1918) ritenne che fosse in avanzamento.

Egli notò infatti che in corrispondenza dell'Alpe superiore di Verra il ghiacciaio aveva aumentato di massa e si era spinto più avanti, non solo risalendo l'intiera morena sinistra ed incidendovi un solco ancor maggiore di quanto egli aveva osservato nel 1913, ma riversandosi sull'altro versante per una diecina di metri; cosicchè nell'estate vi fu quivi, sul fianco esterno della morena, un notevole torrente glaciale che vi incise vari profondi solchi. Quivi il margine del ghiacciaio si sopraelevò di parecchi metri sulla cresta morenica mentre la parte mediana del ghiacciaio appariva infossata (Tav. II, fig. 2).

Durante tali visite del 1914 e 1915 il Monterin notò, nella regione frontale, che il torrente usciva specialmente dal lato destro e che la

fronte era frastagliatissima, longitudinalmente crepacciata. Le misure fatte rispetto al segno 2 non diedero variazioni notevoli; invece il segno M ↑ 1 mostrò che mentre la fronte ne distava 64 m. nel 1913, si trovava già a 60 m. nel 1914 e solo più a 54 m. nel 1915.

Il 23 agosto **1916** visitai il grande ghiacciaio di Verra constatando che la sua fronte si trovava un po' più a Nord dell'estremità settentrionale del Lago Bleu, quasi in linea coll'apice del suo delta lacustre, o meglio con un enorme masso subquadrangolo sovrastante a detto apice (cioè quasi come l'aveva osservato il Monterin nel 1913), ma con tendenza all'avanzamento e presentava una bocca ben netta (sita verso i 2230 m. s. l. m.) da cui usciva un copioso torrente subglaciale (v. fot. 5, 6 e 7, di Tav. II.)

La fronte glaciale era quasi tutta mascherata da detrito morenico; però attraverso alla bocca o porta il ghiaccio appariva, abbastanza estesamente, disposto in pseudobanchi foggiati a sinclinale in modo da andarsi a sovrapporre nettamente, sul lato sinistro, ad una massa morenica recente, quasi accavallandovisi sopra (fot. 7); ciò che è assai interessante e significativo.

Infatti tale disposizione dei banchi del margine anteriore del ghiacciaio sulla morena frontale di ultima deposizione credo indichi l'avanzarsi della fronte glaciale per cui il suo margine è obbligato a rialzarsi contro e sopra l'ostacolo costituito dal cumulo detritico stato deposto antecedentemente sul lombo della fronte stessa. Detta fronte glaciale non era regolare, ma sviluppavasi un po' più a sinistra che a destra; disposizione antichissima giacchè figura ben delineata nella carta topografica dell'Istituto G. M. del 1884, quantunque tale disimmetria sia poscia andata alquanto diminuendo.

Pure interessante è il fatto che alcuni di tali banchi o strati di ghiaccio mostrano di inglobare una grande quantità di frammenti rocciosi svariatissimi, costituendo quasi speciali strati–lenti glacio–conglomeratici. Tale fenomeno è già noto, ma trattasi più frequentemente di ciottoli sparsi nella massa glaciale che non di veri strati ciottolosi intercalati a quelli glaciali, essendovi però talora passaggio fra i due casi. Trattasi di terreno morenico (cioè di detrito di falda pre-

cipitato e depositato sparso oppure accumulato in maggiore quantità localmente) inglobato in certe zone del ghiacciaio, ciò che ci spiega chiaramente la ben nota azione smussante e striante delle masse glaciali sulle roccie dei fianchi e fondi vallivi (Tav. II, fig. 7).

Riguardo al Lago bleu osservai due fatti, cioè:

1° che sulle roccie serpentinose che lo limitano ad Ovest esiste, in corrispondenza del livello acqueo, una zona biancastra o linea di spiaggia dell'altezza di circa un metro, la quale ci prova come detto lago presenti notevoli oscillazioni, probabilmente stagionali, in rapporto col maggiore o minore deflusso delle acque di fusione niveo-glaciale (1). Sulla roccia presso l'emissario (che è attivo ma sotterraneo causa la permeabilità del grosso detrito superficiale) vidi segnata una linea orizzontale (evidentemente fatta a scopo di misura) che in quel giorno si trovava 73 cm. sopra il pelo acqueo; probabilmente è quella stata fatta dal Monterin il 5 luglio 1915 (vedi suo lavoro del 1918) a soli 5 centim. sopra il livello del lago in quel giorno. La piena del lago pare si verifichi in primavera colla fondita delle nevi mentre lo specchio d'acqua va abbassandosi verso l'autunno.

2° che entro al lago, verso la sua sponda occidentale, esistono semisommersi sette tronchi di Larici tuttora eretti quantunque ormai morti; ciò sembrami indicare che dette piante, dopo essere nate ed essersi sviluppate, come tutte le altre vicine, sulla parte inferiore della falda costituente il fianco destro della vallata, vennero poi parzialmente, gradatamente, sommerse dall'acqua che si andava accumulando nel bacino (a sbarramento morenico) che diventò il Lago bleu.

Quindi questo splendido laghetto è probabilmente di origine abbastanza recente, datando forse dalla metà del secolo XIX, cioè da quando (iniziatosi il grande regresso glaciale) l'abbondante ma finissimo materiale melmoso portato dal torrentello di fusione glaciale (materiale a cui devesi probabilmente in buona parte la mera-

(1) L'immissario si presentava allora con piccola portata; esso deriva in gran parte da filtrazioni attraverso la morena destra in alto per fusione glaciale; trasporta quasi solo belletta di detrito glaciale finissima.

vigliosa tinta azzurra che caratterizza questo piccolo lago) (1), riuscì poco a poco a tamponare, cioè a rendere quasi impermeabile, la morena di sbarramento stata depositata molto tempo prima.

Nel complesso il ghiacciaio di Verra appariva ancora analogo a quanto indicò il Monterin, per cui si potrebbe dire che, malgrado qualche oscillazione, dopo il grandioso regresso compiutosi di poco oltrepassata la metà del secolo XIX, il ghiacciaio in esame, pur presentando oscillazioni e nel complesso regredendo alquanto nella sua lingua frontale, tuttavia non presentò grandi variazioni in questo ultimo mezzo secolo.

La complessa morena destra presentasi costituita di due o tre (talora anche quattro) morene principali, talvolta subregolarissimamente rettilinee e tra loro subeguali e parallele, tanto da assumere un'apparenza di costruzione artificiale; la più interna appoggiasi direttamente al margine glaciale destro ricoprendolo in parte.

Questa grande morena è ricca in giganteschi massi erratici di serpentina; verso Sud essa si va alquanto semplificando e si dispone in bellissimo arco di aspetto fresco non inerbito, che racchiude appunto il Lago bleu (vedi Tav. II, fig. 6).

Risalendo la complessa morena sinistra si vedeva che, poco sopra l'allineamento dell'Alpe di Verra, il margine sinistro del ghiacciaio formava un'alta muraglia (verticalmente crepacciata ed incisa) (2) alle cui falde si andava formando una giovane bassa morena, mentre invece

(1) Il dott. Monterin nei suoi lavori del 1914 e del 1918 ascriverebbe (seguendo il Forel) tale tipica tinta azzurra o azzurro-verdognola al limo glaciale costituito di materiali rocciosi verde-azzurri, anfibolico-pirossenici e serpentinosi; la spiegazione di tale colorazione credo abbia un fondamento di vero, ma non parmi tanto semplice, essendo numerosissimi i laghi montani compresi in roccie analoghe alle sovracennate ed alimentati da acque limacciose, senza presentare perciò la tinta meravigliosamente azzurra del laghetto in questione. Potrebbe trattarsi di qualche soluzione minerale.

(2) Come è pure corrispondentemente crepacciata, seraccata, la superficie del ghiacciaio in quella zona, mentre più in alto essa presenta una specie di piano dolcemente inclinato e meno screpolato.

la vecchia ed alta morena ne distava notevolissimamente; questa alta antica morena ben inerbita e fissa all'esterno, era invece arida, abrupta, mobilissima nel suo lato interno; la sua cresta portava frequenti massi grandiosi (fra cui uno serpentinoso del diametro di m. 24 × 8 × 7) che probabilmente precipiterà verso l' interno fra qualche anno.

Rivisitai il grande ghiacciaio di Verra il 5 agosto **1917**. La fronte glaciale si era alquanto avanzata dall'anno precedente, specialmente dal lato medio sinistro; la porta glaciale, che l'anno prima era assai ampia e profonda (tanto che avevo potuto penetrarvi per qualche metro) si era invece accasciata (cosicchè l'acqua subglaciale usciva rinserrata tra il fondo ciottoloso e la massa glaciale sovrastante), fortemente spaccata, lacerata, in modo da aver cangiato quasi completamente aspetto, pur conservandosi il fatto caratteristico, già osservato l'anno precedente, che cioè il margine frontale del ghiacciaio presso la porta si avanzava ed innalzava a guisa di naso o punta di scarpa sopra l'accumulo morenico frontale stato depositato precedentemente.

Nel **1918** continuò ad accrescersi, come pure nel **1919**. Così in due anni l'estremità della lingua glaciale si avanzò tanto da allinearsi coll'intiero Lago bleu; la fronte diventò potente, turgida, crepacciata, molto più imponente che nel 1917; naturalmente anche tutta la colata glaciale si ispessì, si crepacciò, si rigonfiò in modo che sui fianchi essa in parecchi punti si innalzò sopra la cresta della grande antica morena, delineandosi qualche sfondamento locale. Notisi però che mentre in principio di luglio tali sopraelevazioni laterali del ghiacciaio si innalzavano, stranamente crepacciate, anche di oltre una ventina di metri sopra detta cresta, a metà settembre tale altezza era assai diminuita in causa della stagione estiva che fu in quell'anno (1919) straordinariamente calda; simile effetto fu anche risentito dalla fronte glaciale.

Concludendo, circa il grande ghiacciaio di Verra, che è il principale della Valle di Ayas, si può quindi dire che esso nel periodo *dauniano* aveva la sua fronte nella regione di St. Jacques, depositandovi in successive fasi una serie di importanti formazioni moreniche; in seguito, ritirandosi il ghiacciaio, detta fronte rimase per

lungo tempo nella conca del piano di Verra, depositando allora un arco morenico che servì di chiusa a detto piano, facendolo diventare regione lacustre–paludosa quando la fronte glaciale se ne ritrasse parecchi secoli fa.

Negli ultimi secoli, sin verso la metà del secolo XIX, la fronte del ghiacciaio di Verra, pur oscillando, giungeva generalmente sino alla parte superiore o settentrionale di detto piano di Verra che intanto da paludoso diventava gradatamente pratense. In seguito al nuovo importante ritiro verificatosi verso la metà del secolo XIX la fronte glaciale per un cinquantennio, pur oscillando, rimase ad un di presso all'altezza del Lago bleu (che si era intanto costituito) pur in complesso piuttosto regredendo poco a poco. Infine da circa cinque anni la fronte del ghiacciaio di Verra tende ad avanzare, accavallandosi sulle sue più recenti morene anteriori.

* * *

Esaminato così sommariamente il ghiacciaio principale di Valle Ayas, diamo ancora un cenno su quelli minori.

Il **Piccolo Ghiacciaio di Verra**, separato da quello grande sopra esaminato (col quale però collegasi in alto) dalla lunga costiera rocciosa di Lambronecca, già discese molto in basso (forse sino alla prima metà del secolo XIX), come indicano, sia le sottostanti roccie gneissico–granitoidi ben levigate, sia i lembi morenici ed i massi sparsi sin presso l'Alpe Verra, ecc.; ma la relativa limitazione di ampiezza e di potenza del suo Bacino superiore ne rese naturalmente il suo sviluppo frontale sempre meno importante ed esteso di quello del vicino grande Ghiacciaio di Verra, quantunque la « Topogr. Karte d. M. Rosa, 1823 », del Welden lo indichi (quale ghiacciaio di Verra) come tanto discendente da portare la sua fronte a non grande distanza dalla Alpe Verra; anzi la « Karte d. M. Rosa – 1851 » di Schlagintweit e l'antica Carta degli Stati Sardi (foglio XXIII, M. Rosa) segnano, certo erroneamente, i due ghiacciai come subeguali.

Dell'antico sviluppo (**prima metà del secolo XIX**) sono residuo le due morene laterali che fiancheggiano tuttora la parte inferiore

del ghiacciaio in esame, cioè quella destra, che presentasi per un certo tratto contigua a quella sinistra del grande ghiacciaio di Verra, e quella sinistra un po' meno importante, che fiancheggia il costolone roccioso di quota 2896; ambedue scendenti ancora per un buon tratto verso Sud oltre il salto roccioso.

La buona Carta di Adams-Reilly del **1865** indica la regione frontale del *Klein Verra Gletscher* quasi analoga all'attuale, solo un po' più espansa e quindi quasi contigua a quella del *Verra Gletscher;* però la parte superiore del ghiacciaio vi fu troppo estesa, essendo quasi tralasciata la grandiosa emergenza gneissica che scende dalla punta Castore.

La Carta topografica « M. Rosa » dell' I. G. M. rilevata nel **1884** disegna abbastanza bene questo ghiacciaio con due lingue, una orientale minore ed una occidentale maggiore.

Un buon disegno da fotografia del piccolo Ghiacciaio di Verra trovasi, tra i Panorami del gruppo del M. Rosa, in quello preso nel **1890** dalla morena di Lambronecca tra i due ghiacciai di Verra, mostrando la loro vicinanza, le morene laterali e submediane, la stratificazione e crepacciatura glaciale, ecc.

Il Dainelli facendo nel **1901** « *Alcune osservazioni sui ghiacciai del vers. it. del M. Rosa* », indica il ghiacciaio in esame come *ramo sinistro* del Ghiacciaio di Verra e nota giustamente che è molto ridotto, terminando da molto tempo ad un alto salto roccioso.

Pochi anni dopo, nell'agosto **1904**, il Dainelli rivisitò il piccolo Ghiacciaio di Verra trattandone in « *Alcune note sopra i Ghiacciai delle Valli di Gressoney e di Ayas* – 1906 » dandone uno schizzo ed una figura. Egli potè constatare che allora la lingua *terminale orientale* si era ritirata molto in alto, lasciando delle morene laterali in alto ben individualizzate, di aspetto ancora fresco, fra cui scorreva il torrentello di origine subglaciale.

La *lingua occidentale*, assolutamente la principale, terminava verso i 2708 m. sopra un salto roccioso, tra la morena laterale destra della lingua orientale ed il prolungamento meridionale delle roccie di Lambronecca; questo ramo glaciale era in alto trasversalmente rigonfio, curvilineamente crepacciato, poi verso il basso si

espandeva in lingua sottile, poco inclinata, quasi liscia, scendente lateralmente (tutta coperta di detriti) di una decina di metri al disotto del ripiano roccioso, tra questo e la morena destra della lingua orientale, o meglio morena mediana tra le due lingue glaciali. Questa lingua occidentale aveva già deposto una morena laterale destra (nella prima metà del secolo XIX) appoggiata alla roccia gneissica (Lambronecca merid.), costeggiante il ramo glaciale sin oltre il termine di tali roccie parallelamente alla grande morena sinistra del Ghiacc. grande di Verra, precipitando poi e sfasciandosi al piede del salto roccioso. Una più piccola morena laterale destra, interna alla sovraindicata, si sviluppava sopra il salto roccioso incurvandosi poi a guisa di arco frontale, indicando un breve periodo stazionario che aveva preceduto il piccolo regresso che doveva essersi verificato poco prima, cioè dopo il 1901, anno in cui il Dainelli vide questa lingua glaciale più avanzata che nel 1904.

Il dott. Monterin eseguì « *Osserv. sui Ghiacciai del M. Rosa* – 1914 » ed indicò che allora (26 sett. **1913**) il piccolo ghiacciaio di Verra aveva la sua fronte terminante a circa 50 m. dal salto roccioso, irregolarissima, foggiata a tre brevi punte, cui corrispondevano tre piccole bocche glaciali. Superficialmente la fronte era ricoperta da abbondante materiale morenico solo nella sua parte laterale sinistra: la punta mediana presentava due larghi e profondi crepacci trasversali che la dividevano dalla massa principale.

Di tale fronte il Monterin diede una fotografia (per la parte mediana) ed un interessante schizzo generale al 5 000, ponendo inoltre un segnale M ♦ U sulla roccia in posto sulla fronte della punta mediana del ghiacciaio dal quale distava allora 23 metri.

Nel **1914** e **1915** il Monterin rivisitò il ghiacciaio in esame, come descrisse nel suo recente lavoro « *Il M. Rosa*, ecc., 1918 »; giustamente rilevò la differenza litologica fra le sue morene (gneissica e serpentinosa la destra, gneissico-porfiroide la sinistra), causa la differenza analoga dei rispettivi bacini originari superiori; notò, internamente alle due serie di morene laterali, altre due piccole morene parzialmente in via di deposizione, le cosidette *morene di sponda* del

Marinelli; osservò numerosi conetti di sabbia, alti anche due metri, che ritenne originati da rigetti del ghiacciaio nel suo avanzamento; constatò inoltre che la fronte glaciale era in progresso. Infatti mentre detta fronte nell'estate del 1913 distava 23 metri da un segnale allora stabilito, nel 1914 ne era solo più lontana 17 m. e nel 1915 appena 7,60. (Per la fronte di questo ghiacciaio vedi la fot. 8 di Tav. II).

Nell'agosto del **1916** e del **1917** visitai detta fronte glaciale che mostrava segni di progresso. Oltre alle morene laterali maggiori, già sopra accennate, osservai morenule laterali minori, fresche, che irregolarmente tendevano a costituire un incompleto arco frontale sul margine del gran salto roccioso. Il progresso glaciale continuò finora.

Il **Ghiacciaio del Castore** è un lungo, largo e, verso il basso, incassato canalone di ghiaccio, che nella parte inferiore collegasi a destra col piccolo ghiacciaio di Verra, col quale dovette già costituire un tutto solo scendente nella sottostante conca dell' Alpe di Verra; ma presenta ora una terminazione propria che, oltrepassata la strettoia dello spuntone quotato 2896, si allarga alquanto crepacciandosi longitudinalmente.

La sua fronte è piuttosto sottile; davanti ad essa trovasi sparso materiale detritico tendente a costituire un irregolare arco morenico, attraverso cui passa irregolarmente l'acqua di fusione glaciale che costituisce poi verso il basso un torrentello.

Il Martelli già parlò nel 1887 di questo ghiacciaio; ma esso fu poi accuratamente visitato nel luglio **1913** dal Dott. Monterin: egli, come scrisse nelle sue « *Oss. Ghiacc. M. Rosa*, 1914 » ne trovò la fronte senza crepacci e scolpì (30 luglio 1913) il segno M ↑ U su un grosso masso erratico frontale distante allora 41 m. dal ghiacciaio (o meglio dal nevaio coprente la fronte glaciale) di cui diede anche un disegno da fotografia presa nel settembre 1913.

Il Monterin nell'agosto e settembre **1914** e nel luglio **1915** rivisitò il ghiacciaio del Castore, scrivendone nel suo lavoro del 1918 « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai* » dove ne diede uno schizzo topografico al 10 000 per la regione frontale che dal 1914 al 1915 avrebbe presentato un leggiero avanzamento.

Nel luglio 1915 la fronte del ghiacciaio distava 18 metri dal segnale posto dal Monterin.

Da quanto potei osservare il Ghiacciaio del Castore poco mutò in questi ultimi anni, salvo una qualche tendenza all'avanzamento.

Il **Ghiacciaio Martelli** (già ben delineato nella carta al 100 000 di Adams Reilly del **1865**) è un ghiacciaio di gronda o di ripiano inclinato che deve la sua esistenza ad una specie di terrazza riparata dalla cresta gneissica che lo divide dal Ghiacciaio-canale del Castore.

E' un ghiacciaietto (quasi diviso in due da un affioramento roccioso) che non presenta notevoli mutazioni frontali, ma che mostra nella parte terminale e dinnanzi alla sua estesa linea frontale un abbondante cumulo morenico foggiato a guisa di collinette irregolarmente allungate.

Il Dainelli, a cui è dovuta la paternità del nome di questo piccolo ghiacciaio, l'accenna in « *Alcune note sopra i ghiacciai delle Valli di Gressoney e di Ayas*, 1906 » dicendo che doveva scendere fin verso i 3160 m. e che nel **1904** mostrava di aver subìto una diminuzione di spessore da alcuni anni, come gli indicavano gli abbondanti detriti rocciosi che coprivano parzialmente la sua estremità. Anche ora il piccolo ed indipendente ghiacciaio Martelli è in condizioni analoghe a quelle indicate dal Dainelli.

Il Dott. Monterin lo descrisse nel suo lavoro del 1918 « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai* » avendolo visitato nel 1914 e 1915, trovandolo però in gran parte coperto da neve, causa la sua altitudine media di circa 3200 m. In questi ultimi anni appare un po' più rigonfiato.

Il **Ghiacciaio Perazzi** (così denominato dal Martelli nel suo lavoro sopracitato) scende rapidamente, con grandi crepacciature (specialmente numerose in due regioni di salto) e quindi grandiosi seracchi dalla costiera glaciata formante lo spartiacque tra Valle Ayas e Valle Gressoney; esso appare quasi come una diramazione occidentale dell'alto piano del Ghiacciaio di Felik; in basso la colata glaciale si spartisce in due rami divisi da una sporgenza rocciosa.

Nella « Topogr. Karte d. M. Rosa, **1823** » del Welden i ghiacciai di questa regione, per quanto mal segnati, sono indicati come molto estesi ed assai più allungati in basso che non ora. La « Karte d. M. Rosa, 1851 » dello Schlagintweit è al riguardo completamente errata; il ghiacciaio in esame è denominato *Kleiner Verra Gletscher*. Il foglio XXIII (M. Rosa) degli Stati Sardi, per quanto molto imperfetto, mostra che questo ghiacciaio verso la **metà del secolo XIX** era assai più esteso che non oggi: ciò è pure indicato nella Carta di Adams Reilly del **1865**.

E' notevele che ambedue queste carte, pur essendo indipendenti, concordino nel segnare il ramo terminale destro più lungo che il sinistro, ciò che dovette corrispondere a verità: infatti troviamo tuttora a circa 400 m. dalla lingua terminale destra un largo accumulo detritico foggiato ad irregolare arco morenico.

In seguito però, forse per la relativa sottigliezza di tale ramo destro, esso si ritrasse notevolmente, tanto che la Carta Top. dell' I. G. M. rilevata nel **1884** lo indica già più corto di quello sinistro.

Nell'agosto **1904** il Prof. Dainelli visitò il Ghiacciaio Perazzi trattandone nel dare « *Alcune notizie sopra i ghiacciai delle Valli di Gressoney di Ayas* » (1). Il ramo destro, che è il principale, aveva la sua fronte terminante fra due morene laterali ben alte sulla superficie glaciale, site ad una certa distanza dai suoi bordi esterni, la destra incurvata ed estesa, la sinistra più breve; la fronte (di cui è data una figura) era stretta, rotondeggiante, convessa, crepacciata, terminante (verso i 2809 m. s. l. m.) ad un piccolo sprone roccioso che fuoriesciva dal materiale detritico.

Il ramo sinistro, secondario, aveva la sua fronte a circa 2829 m.; la morena destra, relativamente alta (anche un' ottantina di metri), esternamente allungata, si incurvava poi davanti alla fronte: la morena sinistra era più corta. Tale ramo, dapprima seraccato presso il suo distacco da quello destro, si manteneva poi subregolarmente

(1) Zeitschrift. für Gletscherkunde - Band I - 1906.

inclinato sino alla bocca, rimanendo di una trentina di metri inferiore al culmine della morena laterale destra.

Questo ramo glaciale in un periodo di aumento poco anteriore al 1904 dovette aprirsi una bocca secondaria verso la vallecola triangolare che separa questo braccio dal destro.

Tale ramo sinistro appariva in fase di regresso che, data la piccolezza del bacino di raccoglimento, si mostrava però in diminuzione di spessore più che non in vero ritiro frontale: infatti esso si presentava approfondito e coperto di detriti e massi rocciosi, per cui l'estrema parte era del tutto nascosta; inoltre la sua superficie era un po' concava nella sua parte mediana.

Il 30 luglio **1913** il Dott. Monterin visitò il Ghiacciaio Perazzi descrivendolo nelle sue « *Osservazioni Ghiacc. gruppo M. Rosa nel versante di Ayas e Gressoney*, 1914 » constatando che anche il ramo orientale (o meglio sinistro) era molto ridotto in potenza e larghezza rispetto al 1884, coperto da molto materiale detritico e compreso fra due morene laterali abbastanza notevoli. Il ramo occidentale (destro) era pure incassato fra due morene laterali appoggiate sulla roccia su cui la massa glaciale si arrestava frontalmente terminando con un'alta e crepacciata parete di ghiaccio; al lato destro però il ghiacciaio si avanzava ancora in allungata lingua totalmente coperta dal detrito morenico che ne mascherava lo sviluppo. Allora il Monterin pose un segnale ♦ sulla roccia levigata ad un metro dall'alta parete di ghiaccio frontale.

Nel **1914** il Monterin (*Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai*, 1918) ritornò alla fronte del Ghiacciaio Perazzi, e non ritrovando il suo segnale dell'anno prima, ne pose un altro I ♦ M un po' più in basso, sempre però nella roccia in posto che interrompe l'uniformità della lingua terminale destra del ghiacciaio, da cui distava m. 6 nello agosto 1914 e m. 2 nel **1915**.

Riguardo a questo ghiacciaio il Monterin osservò che esso frontalmente non aderiva alla roccia, presentando anzi quasi lunghe e basse caverne sottoglaciali e che inoltre la morena di fondo era in parte impigliata nella massa glaciale ed in parte frammista al limo che in forma di colate copriva la roccia levigatissima.

Nell'agosto **1916** e **1917**, in cui osservai il Ghiacciaio Perazzi, esso, pure mostrando i segni evidenti di regresso rispetto alla carta topografica del 1884, sembrava accennare ad un lieve accrescimento frontale, accentuatosi nel **1918** e **1919**; ma nel complesso, data la piccolezza del bacino, le oscillazioni glaciali non possono essere notevoli e le condizioni delle morene erano ancora quasi analoghe a quelle osservate dal Dainelli nel 1904.

A Sud del Ghiacciaio Perazzi, nelle incassature più alte ed accentuate dell'elevata e frastagliata dorsale montana che separa la Valle di Ayas da quella di Gressoney, già vi furono diversi piccoli ghiacciai, non solo nel periodo *dauniano*, ma ancora nella prima metà del secolo XIX, come indica abbastanza chiaramente la « Topogr. Karte d. M. Rosa » del Welden, nel lavoro « Der Monte Rosa » (Wien 1824), che segna appunto ghiacciaietti a Sud di Bettaforca in una insenatura (volta a N. O.) di Bett Horn e sui fianchi dello alto Roth Horn. Oggi vi sono ancora piccoli nevati quasi persistenti.

Chiudiamo questi cenni sul glacialismo dell'alta Valle di Ayas con qualche parola sul **Ghiacciaio di Ventina** (da alcuni erroneamente designato *Aventina*) che ne occupa la parte occidentale o destra. Esso costituisce un amplissimo piano inclinato, quasi una depressa cupola o calotta glaciata (ricordante in piccolo il *tipo scandinavo*), da cui defluiscono colate glaciali in ogni direzione, sia a nord collegandosi al Ghiacciaio Rollin, sia ad ovest passando al Ghiacciaio di Plan Tendre e scendendo nell'alta Val Cortoz, sia a sud verso Sere, sia anche ad est colla stretta digitazione che precipita sul fianco destro del gran Ghiacciaio di Verra; si comprende quindi che il Martelli (come egli briosamente narra descrivendo « *Una gita sui Ghiacciai di Verra e della Ventina*, 1884 ») in mancanza di bussola e colla nebbia abbia potuto perdersi completamente sul Ghiacciaio di Ventina, pur avendo seco una guida di primo ordine, J. J. Maquignaz, mentre in condizioni normali trattasi di regione relativamente facile dopo superate le sue regioni marginali più o meno crepacciate.

Tale forma di Ghiacciaio a bassa cupola e posato come una enorme placca sopra un grande irregolarissimo altipiano accidentato, essenzialmente di serpentina, per la sua posizione e forma non potè alimentare grandi colate glaciali; per cui i suoi depositi morenici non sono molto estesi nè tipicamente disposti in generale.

Il De Saussure nell'agosto **1792** essendo ritornato a studiare il Cervino, come narra nel vol. IV (cap. IX, pag. 449) dei suoi celebri « *Voyages dans les Alpes* », nella sua escursione dal Breuil a St. Jacques osservò naturalmente il Ghiacciaio di Ventina coi suoi margini precipitanti in basso ; anzi ne prese occasione per affermare il movimento progressivo dei ghiacciai e confutare l'idea di un certo tedesco Plouquet il quale aveva scritto (Allgem. Litt. Zeitung, 1792) che il movimento dei ghiacciai era « ein physic vollig unmöglich sache ».

Nella « Topogr. Carte d. M. Rosa » (Milano, **1823**) annessa al lavoro del Welden « *Der Monte Rosa* » (Wien, 1824), il Ghiacciaio di Ventina è segnato come assai esteso e con lingue molto allungate, scendenti assai più in basso che non ora verso l'Alpe Ventina.

Sulla « Karte d. M. Rosa – **1851** » degli Schlagintweit questo ghiacciaio, detto Aventina, è assai imperfettamente delineato, ma appare ad ogni modo che esso era alquanto più sviluppato che non ora; come pure pare che un maggior glacialismo che non oggi si verificasse allora attorno alle Cime Bianche, pure ammettendo qualche esagerazione in detto disegno.

Però il foglio XXIII (M. Rosa) della Carta degli Stati Sardi, per quanto molto imperfetto, mostra che il Ghiacciaio in questione **verso la metà del Secolo XIX** aveva una espansione non molto più grande dell'attuale.

La bella carta al 100 000 di Adams Reilly (**1865**) delinea già il *Plateau* di Aventina e di Breithorn, ma indica evidentemente come troppo largo e corto il ramo di Sere, che è denominato *Ayas Gletscher.*

La Carta dell' I. G. M. rilevata nel **1884** mostra il Ghiacciaio di Ventina in complesso abbastanza analogo all'attuale, ma la configurazione della regione marginale è alquanto difettosa.

Il Martelli descrivendo « I monti ed i ghiacciai di Ayas – **1887** »

tratta pure del Ghiacciaio di Ventina, di cui offre una veduta panoramica tratta da fotografie di V. Sella.

Nell'agosto **1901** il prof. G. Dainelli esaminando il Ghiacciaio di Ventina indica in « *Alcune osservazioni sui ghiacciai del vers. it. del M. Rosa* – 1902 » che esso aveva ritirato il suo braccio occidentale che si protende verso il Gran Lago; ma tale ritiro era già di abbastanza antica data.

Tre anni dopo, nell'agosto **1904**, il Dainelli riesaminò questo ghiacciaio riferendone in « *Alcune not. sopra i ghiacciai delle Valli di Gressoney e di Ayas*, 1906 » (Zeitschr. f. Gletscherk. – I).

Egli misurò la lingua centrale (che denominò dei Laghettini) avente la fronte a circa 2712 m. dandone una figura (fig. 14).

Nel **1914** e nel **1915** il dott. Monterin visitò il Ghiacciaio di Ventina, descrivendolo nel suo lavoro generale sopra « *Il Monte Rosa ed i suoi ghiacciai* » (Boll. Com. glac. it. – III – 1918).

Il 25 agosto **1916** ed il 6 agosto **1917** visitai le regioni marginali del Ghiacciaio di Ventina; esse (fatta astrazione della grande comunicazione esistente verso Nord tra questo ghiacciaio e quello di Rollin lungo la linea di spartiacque interstatale) si possono distinguere nel modo seguente:

a) *ramo del passo di Ventina*, congiungentesi largamente col sottostante Ghiacciaio di Valtournanche o Plan Tendre (1) di cui quindi è un alimentatore;

b) *ramo del Gran Lago o di Cortoz* (*lingua* detta *occidentale* dal Dainelli) che già dovette anticamente scendere ad occupare tale

(1) Riguardo a questi ghiacciai di Valtournanche debbo ricordare: 1° che recentemente il dott. Monterin ne diede cenni nel suo lavoro sopra « *Il M. Rosa e suoi ghiacciai* ». (Boll. Com. glac. ital. n. 3, 1918) anche con schizzo sui ghiacciai del Massiccio del Tournalin, ciò che costituisce interessante complemento alla mia nota sopra « *Il glacialismo antico e moderno del Cervino* » (Atti R. Acc. Sc. Torino, 1918); 2° che in questa mia nota sul Cervino la fototipia n. 7 è indicata come del luglio 1883 mentre è invece del 1° agosto 1887.

Ricordo incidentalmente che le fotografie prese da V. Besso verso il 1880 mostrano nei ghiacciai del Cervino un ingracilimento assai notevole: quelle prese dallo stesso V. Besso verso il 1890 mostrano una grande analogia di sviluppo glaciale con quelle di G. Bobba (1899).

depressione lacustre, come mostrano le roccie meravigliosamente levigate che sovrastano a tale conca: ma ora questa fronte glaciale si è ritratta molto in alto, abbandonando però, un po' sopra del piano di discesa, una specie di arco morenico attraverso cui passa il torrentello di fusione che precipita poi in cascatelle sulle roccie levigate verso il lago. Una bella veduta di assieme si può prendere comodamente dal sentiero che sale dal Lago alle Cime Bianche;

c) *ramo dei Laghettini* (detto *lingua centrale* dal Dainelli, *colata mediana* dal Monterin) che scende crepacciato in forma pseudo-digitata ad est della Punta di Rollin: esso ebbe probabilmente fino alla metà del secolo XIX uno sviluppo assai più esteso, come mostrano i tre piccoli archi morenici che si succedono in basso (da 2600 a 2575 m. circa) in modo da aver originato tre piccoli laghetti intermorenici, cangiatisi poi in meschini pianori acquitrinosi. Una serie di detriti morenici che stendesi dalla fronte glaciale al pianorino superiore indica che questo ramo scarica tuttora numerosi materiali detritici, in parte anche trascinati dalle valanghe di neve e di ghiaccio frantumato che veggonsi accumulati sul pendio soggiacente a detta fronte glaciale. Confrontando la fotografia che presi nell'agosto 1916 con quella dell'agosto 1904 presa dal Dainelli non si notano differenze notevoli. Vedi anche la fototipia 2ª data dal Monterin nel suo sovraccennato lavoro del 1918 e presa nel settembre 1914.

d) *ramo triangolare* che si adagia a forma di piano inclinato subtriangolare sulle roccie serpentinose disposte a pseudo banchi inclinati dolcemente a E. S. E. circa; è quasi solo un' espansione a slabbratura, foggiata a triangolo, del bordo meridionale del ghiacciaio di Ventina sin quasi ad affacciarsi ai grandi precipizi rocciosi, sul cui margine superiore sono accumulati irregolarmente detriti morenici.

e) *ramo di Sere* (*Ayas Gletscher* della carta di Adams Reilly, di varii autori e del Club alpino svizzero, *lingua orientale* di Dainelli e di Monterin) che relativamente ampio, molto allungato, irregolarmente ondulato, scende abbastanza dolcemente (pur costituendo due specie di ripiani) verso Sud sino ad occidente della

Rocca di Verra, sostenuto dai grandi banchi serpentinosi che pendono di pochi gradi ad Ovest circa. Nella sua parte terminale questa specie di lingua glaciale viene ad essere in gran parte coperta da detriti che si presentano poi abbondantemente accumulati sia sul margine destro dove formano una vera morena laterale, sia sulla fronte del ghiacciaio presso il margine del gran salto roccioso ivi esistente, con tendenza a disporsi in arco irregolare. Naturalmente al piede della dirupata balza il materiale morenico è sparso in quantità estendendosi anche molto a valle e confondendosi col materiale di detrito di falda.

Il Monterin nel sovracitato lavoro del 1918 indica che nel settembre 1914 pose (su roccia in parte levigata) un segno I ↑ M a destra della fronte principale alla distanza di 18 metri dal ghiacciaio.

Il torrentello che esce da questo ramo glaciale forma una bellissima cascata.

Anticamente, forse ancora nel periodo *dauniano*, questo ramo del ghiacciaio di Sere, enormemente ingrandito ed allungato, si spingeva in basso sin nella conca ora acquitrinosa dell'Alpe di Sere (2144 m.) come mostrano le pareti rocciose splendidamente levigate circondanti detta conca.

Questa conca (considerata sotto punto di vista applicativo) potrebbe facilmente chiudersi a valle per ottenerne un bel serbatoio artificiale, da cui si ricaverebbe sul bassopiano di S. Jacques un salto di oltre 450 m., utilizzando anche per esso (con opportuna canalizzazione portante ad una camera di carico sita sulla costiera di Alpe Cuca–Alpe Ventina) le acque scendenti dai rami dei laghetti e del Gran Lago; regioni tutte che presentano numerosi punti facilmente adattabili per la formazione di serbatoi artificiali. In questo modo tutto il bacino glaciale ed imbrifero del Ventina potrebbe utilizzarsi con un solo salto di circa 450 m., salvo che si volesse limitarlo a solo 350 m. circa per utilizzare anche tutto il gran bacino di Verra deviandone le acque, sul fianco destro della valle, alla loro uscita dal piano di Verra;

f) ramo di Gobba Rollin, gracile digitazione o colatoio di ghiaccio seraccato che precipita a Sud della Gobba di Rollin sul sotto-

stante grande ghiacciaio di Verra, apportandovi tratto tratto un tributo di ghiacci in frana o valanga.

Rivedendo il Ghiacciaio di Ventina il 13 settembre **1919** constatai che esso mostravasi qua e là più rigonfio e crepacciato di prima, coi suoi diversi lobi aventi un maggiore sviluppo.

Da quanto fu esposto nelle pagine precedenti risulta come il glacialismo dell'alta valle di Ayas presentisi assai interessante, sia per il suo grande sviluppo preistorico ben caratteristico e spiccato, sia per il suo notevole sviluppo storico risalente sino alla metà del secolo XIX, sia per la sua grande varietà, importanza e forma, giacchè vi si osservano tanto ghiacciai di schietto tipo alpino (come quelli di Verra) quanto ghiacciai di tipo scandinavo (come quello di Ventina), nonchè ghiacciai a corridoio (come quello di Castore), ghiacciai a terrazza (come quello Martelli), ecc.

A complemento del glacialismo moderno di Valle Ayas è da accennarsi che nell'alto Vallone di Chasten, sui fianchi settentrionali dell'elevato gruppo della Becca Torché, vi sono due ghiacciaietti; uno, maggiore, che si può appellare *Ghiacciaio di Becca Torché*, perchè incastrato in ampia infossatura di questo monte, tra i 2400 ed i 2700 metri circa; l'altro, minore e più elevato, appiccicato al fianco N.E. della Becca di Vlou, per cui può appellarsi *Ghiacciaio di Becca di Vlou.* Entrambi erano ben sviluppati sino alla buona metà del secolo XIX, come dimostrano i loro depositi morenici frontali, tanto più quelli del Ghiacciaio di Becca Torché disposti a bell'arco subellittico; in seguito si erano gradatamente ridotti quasi solo più a nevai più o meno glaciati. Invece in questi ultimi due anni questi ghiacciaietti si sono di nuovo ricostituiti; quello della Becca Torché ha un picolo bacino ed una vera colata; l'altro è abbastanza largo in alto ma ha solo corta colata che si avanza sopra la roccia scoscesa sottostante, per cui depositi morenici un po' importanti non possono costituirvisi.

VALLE DI GRESSONEY.

La valle del Lys o di Gressoney, una delle più lunghe e più frequentate vallate secondarie della gran Valle di Aosta, presenta alla sua testata un esteso bacino glaciale, subtriangolare, ventagliforme, con parecchie appendici laterali che ne accrescono l'importanza, per cui riesce interessante considerarne lo sviluppo antico e recente, premettendo pochi cenni sulla costituzione geologica della regione.

La Valle di Gressoney è costituita, nella sua parte più alta, settentrionale (la sede dell'attuale ghiacciaio del Lys), da una potente serie gneissica a strati dolcemente inclinati verso Sud o Sud-Ovest in modo da costituire una parte della grande anticlinale ellissoidica obliquata che originò l'elevato ed ampio gruppo del Monte Rosa.

Sopra e contro tale grandiosa zona gneissica si addossano le tipiche formazioni delle Pietre Verdi (Serpentine, Anfiboliti, Prasiniti, ecc.) fra un po' di Calceschisti; il tutto inclinato più o meno dolcemente a Sud e Sud-Est. Questa zona delle Pietre Verdi di Gressoney, continuazione di quella della base del Cervino e di S. Jacques in Val d'Ayas, e che estendesi poi verso Est nella zona di Alagna in Val Sesia, costituendo una grandiosa sinclinale coricata contro l'anticlinale del massiccio gneissico del Monte Rosa, naturalmente, per la natura resistente delle sue roccie, forma rilievi spiccatissimi, erti e ruiniformi, come il M. Rosso, il M. Bettolina, il M. Bettaforca, la Punta Telcio, la Punta del Camoscio, ecc. solo presentando depressioni un po' profonde là dove appaiono Calceschisti od anche Schisti verdi relativamente teneri, dal che derivò la formazione dei noti colli delle Cime Bianche, di Bettaforca, dell'Olen, ecc.

A Sud di questa tipica zona della formazione delle Pietre Verdi addossantesi al M. Rosa, appare una nuova grandiosa zona gneissica, dapprima pure adagiata tettonicamente a Nord poi raddrizzantesi in anticlinale (diretta da N. E. a S. O.) tagliata dalla Valle del Lys nella regione di Gaby-Issime, ciò che contribuisce a far deviare verso S. O. detta valle che era prima diretta ad un dipresso da Nord a Sud.

Su tutte queste formazioni rocciose più o meno cristalline, più o meno antiche, costituenti l'ossatura della Valle di Gressoney, veggonsi quasi ovunque sparsi qua e là depositi recenti, quaternari, cioè sia morene di varia età, sia detriti di falda, sia alluvioni di fondo valle.

Premesse queste considerazioni generali fondamentali passiamo senz'altro all'esame dei fenomeni glaciali, lasciando in disparte la grande epoca glaciale, durante la quale il ghiacciaio del Lys, largo due o tre chilometri, potente cinque o seicento metri, alimentato non solo dall'elevato ed ampio bacino superiore, ma da una quantità di ghiacciai secondari, laterali, scendeva tortuosamente per circa 35 km. sino ad andarsi a congiungere alla gigantesca fiumana glaciale Baltea; il che contribuiva efficacemente alla costruzione della Serra d'Ivrea, l'immensa morena sinistra (divisoria dell'Eporediese dal Biellese) del grandioso Anfiteatro d'Ivrea.

Limitando invece le osservazioni agli ultimi periodi glaciali preistorici, ricordiamo che nel suo ritiro graduale entro la sua valle montana il ghiacciaio del Lys ebbe alcuni momenti di sosta. E' in uno di questi periodi di stasi che l'estremità meridionale del ghiacciaio occupò la conca di Gressoney la Trinité spingendosi sino alla strettoia di S. Grato e deponendo allora il bell'arco morenico frontale di C. Vivalda o di S. Grato con propaggini verso Eoco trattandosi di tre archi concentrici, con giganteschi massi angolari, a tipo franoide perchè di origine poco lontana.

Ma dopo questa relativamente breve fase di arresto la fronte del ghiacciaio del Lys, abbandonando il piano di Gressoney la Trinité (che per lo sbarramento morenico ed in parte anche roccioso di S. Grato dovette passare per qualche tempo allo stato lacustre, poi paludoso, infine pratense), si ritirò nella regione di Orsia e quivi ristette a lungo durante l'importante stadio *dauniano*. E' allora che detta fronte glaciale in diversi periodi di oscillazioni, complessivamente regressive, depositò sul fianco sinistro della vallata (per l'abrupta, ripida forma del fianco destro che quasi impedì il deposito dei materiali morenici e favorì l'abrasione successiva di quelli che vi si erano eventualmente depositati) una splendida serie di 5 o 6 colline

moreniche concentriche, in parte innestantisi a monte e biforcantisi a valle, che dall'alto di Moutery-Bedemie (a quasi 2000 m.) scendono obliquamente sino al fondo valle verso i 1650 m. E' allora che il fianco sinistro di questo grande ghiacciaio, trovando una tranquilla insenatura, depose un po' più a monte la bella serie morenica terrazzata che dalle alture di Jatza-Alpe Mos, verso i 2100 m., scende gradatamente ai 1840 m. circa del fondo vallivo con propaggine (ora isolata per erosione del Torr. Mos), sino a Dejola, dove sonvi residui di due archetti morenici.

Contemporaneamente, o quasi, si deponevano nelle vallette laterali vicine altre formazioni moreniche; così p. e.:

a) le morene arcuate di Alpe See deposte dal **Ghiacciaietto di Straling-Tajelle**, chiudendo così a Nord la conca lacustre del Gabiet;

b) le morene sviluppantesi tra Alpe Gabiet ed Alpe Lavetz (chiudendo a semielisse una depressione ovoidale pianeggiante già lacustre) evidentemente depositate da un ghiacciaietto, lungo circa due Km., scendente dall'alto e crestato rilievo di Corno del Camoscio-Corno Rosso, inciso dal Colle d'Olen, e che indicherei come antico **Ghiacciaio del Corno Rosso**; la sua fronte, incontrando un forte rilievo roccioso, dovette per lungo tempo biforcarsi curiosamente, presentando così due lunghe lingue glaciali, di cui ciascuna depositò uno speciale arco morenico semiellittico; specialmente tipico e complesso risultò quello sinistro tra l' Alpe Gabiet (che giace sopra un cordone morenico sinistro) ed il rilievo 2358 a base rocciosa.

c) le morene sparse a Sud del piano, già lacustre, di Alpe Zindra (a sbarramento però essenzialmente roccioso), oltre agli archi più recenti su cui sta detta Alpe (senza contare gli archetti morenici più giovani che giacciono a poco più di ½ Km. in basso della miniera abbandonata, indicandoci successivi ritiri di uno scomparso laterale **Ghiacciaietto della Miniera**), formazioni moreniche che dipendono da un antico (preistorico, forse *dauniano*) maggiore sviluppo del **Ghiacciaio di Indren-Garstlet**, oggi invece limitato al suo alto bacino, sopra i 3000 m.;

d) nell'alto Vallone delle Alpi Salza i depositi irregolari franoidi-morenici a Nord di Punta Telcio, in rapporto ad un locale

piccolo **Ghiacciaio di Salza**, già esistente tra il grande costone prasinitico di Punta Telcio ed il costone gneissico che sostiene il margine sinistro del ghiacciaio del Lys ;

Esaminando in dettaglio il Vallone dell' Alpe Salza vediamo in basso diversi piani-cordoni morenici successivi (di cui i più bassi sono quasi confondibili con antichi depositi di sinistra del Ghiacciaio del Lys): più in alto i cordoni si sdoppiano, esistendo a destra 3 o 4 archi di color giallastro in rapporto coi valloni laterali di Hohelicht gneissico, ed a sinistra altrettanti cordoni, subellittici, grigio-verdastri in relazione coi valloni laterali del gruppo anfibolitico del Telcio (1). Così, malgrado le irregolarità di dettaglio si può ricostruire assai bene la storia del regresso e della successiva spartizione dell'antico ghiacciaio di Salza.

e) più piccolo ancora fu il il **Ghiacciaietto di Bedemie**, così denominando la formazione glacio-nivale che già occupò la valletta subtriangolare, incassata in roccie calceschistoso-prasinitiche, percorsa dal sentiero che sale da Bedemie al Gabiet e nella quale trovansi due successivi archetti morenici, oltre a morenico sparso; prova residuale del sovraccennato ghiacciaietto locale;

f) anche certi archi franoidi-morenici affatto locali indicano vedrette glacio-nivali ora scomparse o ridotte ad ammassi nevosi non persistenti, i quali però possono anch' essi originare o almeno accrescere ancora oggi detti accumuli franoidi-morenici ; così p. e. quello che sta di fronte, a Sud, dell'Alpe Gabiet circondando la zona dove è stampata la parola Alpe, dell'Alpe See, nella carta topografica dell' I. G. I.; come sono un po' analoghe le formazioni morenico-franoidi presso l'Alpe Tajelle alla base del costolone roccioso diramantesi ad Ovest dal Corno Grosso ; ma trattasi di depositi affatto locali di poca importanza ed in gran parte postdauniani.

Sono anche notevoli certi speciali archi morenici (1) più o meno fortemente inclinati che esistono sui fianchi delle vallette secondarie indicandoci antichi glacio-nevati locali, piccoli ma che poterono ori-

(1) Tali piccoli cordoni morenici ed altri piccoli depositi analoghi non appaiono sulla unita cartina eseguita nel 1918, perchè rilevati solo nel 1919.

ginare anche grandi depositi quando la posizione e la roccia franoide lo permettevano; ricordo per es. l'arco ellittico di Alpe Mos (con centro nell' A di Alpe Mos della carta top. dell' I. G. M. 1884), l'arco di Alpe Eccogafen, ambidue prossimi ai cordoni superiori, *dauniani*, di Iartza-Bedemie depositati invece dal fianco sinistro dell'antico Giacciaio de' Lys.

Sulla destra dell'Alta Valle del Lys possiamo ricordare:

g) il **Ghiacciaietto di Rothhorn** ora ridotto ad un alto nevaio, neppur persistente, applicato alla parte settentrionale del Rothhorn, ma che già dovette scendere anticamente tanto in basso che la sua fronte occupò il piano ora paludoso dell'Alpe Bettaforca, mentre intanto depositava le due gradinate moreniche su cui stanno i casolari di detta Alpe sin presso l'Alpe Sitten; è invece attribuibile ad un glacialismo anteriore (del Lys) la tipica struttura e levigatura delle roccie di S. Anna;

Ricordo qui incidentalmente che sul versante settentrionale della Testa Grigia dal 1913 vanno ricostituendosi quegli alti nevati persistenti che erano scomparsi nella seconda metà del secolo scorso; fatto che si ripete qua e là in varie regioni elevate delle Alpi e che corrisponde alle oscillazioni glaciali.

h) il **Ghiacciaietto di Bettaforca**, minuscolo ghiacciaio–vedretta, forse in parte anche solo nivale, come è solo più nivale l'accumulo che si forma attualmente sul fianco N. E. del M. Bettaforca; ma che ha originato alcuni archi morenici allungati, tra loro in parte intersecanti ed in parte concentrici, che si attraversano per ½ Km. a metà strada circa tra l'Alpe Sitten ed il Colle di Bettaforca; a Nord di detti archi allungati e quindi ad Est di detto Colle esiste un altro archetto morenico, accerchiante un piccolo pianoro irregolare, residuo di un minuscolo ghiacciaio–vedretta o ghiacciaio-nevato tuttora ricostituentesi nella stagione invernale;

i) l'antico **Ghiacciaio di Bettolina** che già occupò la conca prasinitico–serpentinosa ad Est del M. Bettolina (collegandosi allora col ramo S. S. O. del ghiacciaio di Felik) e l'ampia incavazione che prospetta l'Alpe Bettolina, deponendo verso il basso i soliti depositi

morenico-franoidi tuttora visibili.; però certi ripiani dell' Alpe Bettolina sono piuttosto riferibili all'azione del fianco destro del ghiacciaio preistorico del Lys.

Più a Sud troviamo, tra i 2100 e 2400 m. circa, resti morenici (commisti ora a detriti franoidi) depositati da ghiacciaietti *dauniani* in quasi tutti gli alti valloni di sinistra di valle Gressoney; così p. e. i **Ghiacciai di Pinter, di Valfredda, di Valnera, di Val della Scala, di Ranzola, di Pra Bianco**, ecc. (1) finchè nella spiccata angolosità formata dal fianco destro di Val Gressoney tra M. Taf–M. Nery (Punta Frudiera) e M. Weiss Weib trovasi ancor oggi un piccolo ghiacciaio, **di M. Nery o di Marienhorn**, testimonio residuo di quelli *dauniani* sovraccennati, ora scomparsi o ridotti a nevai più o meno costanti.

Il **Ghiacciaietto di M. Nery**, non segnato nelle carte topografiche, fu esaminato nell'agosto 1904 dal prof. Dainelli che ne fece cenno. accompagnato da schizzo, dando *Alc. Not. sopra i ghiacciai d. Valli di Gressoney e di Ayas*; si tratta di un piccolissimo ghiacciaio-vedretta appollaiato nell'alta e forte incassatura volta a Nord (ciò che ci spiega la sua esistenza) esistente tra le rilevate creste di M. Nery-Punta Frudiera, nonchè difeso anche un po' dallo spiccato rilievo di Corno Maria, donde il nome che i montanari danno a questo piccolo ghiacciaio-vedretta di circo. Questa piccola massa ghiacciata, fortemente inclinata, termina in stretta lingua verso i 2900 m. sul l. m.; non presenta veri apparati morenici, salvo materiale franoide sparso davanti alla sua piccola fronte per discesa quasi diretta (e poco trasporto glaciale) del detrito precipitante dalle circostanti alte pareti gneissiche in via di continua disgregazione.

Il Dainelli pose nell'agosto 1904 sulla sinistra della lingua glaciale un segnale (una linea verticale ed una trasversale G. D. 4) alla distanza di m. 10 da detta fonte.

Il Monterin nel suo recente lavoro « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai*, 1918 » accennò anche al ghiacciaio del M. Nery o del Marienhorn

(1) Però in detti valloni predominano i depositi morenici insinuati, formati dal fianco destro dell'antico Ghiacciaio del Lys; il potente deposito della Ranzola ne è un bello esempio.

come egli lo designa, ma non vi potè fare, causa la neve, speciali osservazioni nella sua visita del 1914.

Tra Punta Frudiera e Monte Weiss-Weib sonvi, in alte incassature, piccoli nevati alle cui falde veggonsi piccoli archi morenico-franoidi, ben distinti però dal sottostante deposito morenico (di C. Riebi) dell'antico ghiacciaio del Lys.

Anche sul lato sinistro, essenzialmente gneissico, della Valle di Gressoney sonvi numerose traccie di ghiacciai *dauniani* sull'alto delle vallette laterali, cioè specialmente depositi morenico-franoidi fra 2000 e 2500 m. circa; ricordiamo p. e. i residui dei **Ghiacciaietti di Scherpie, di Netscio, di Ciampono, di Valdobbiola, di Valdobbia** (con una serie di begli archi morenici successivi sopra e specialmente sotto la Capanna Chialvresso), **di Chiesa** o **Corno Rosso**, **di Loo** (con molti cordoni ed archi morenici e splendide levigature glaciali), **di Niel**, ecc. Ma di tali depositi morenico-franoidi più o meno locali, di origine più o meno antica, vi sarebbero da citare centinaia di esempi per ogni valletta confluente nella valle principale; basteranno al riguardo i cenni sopraindicati, chiudendoli però col ricordare due ghiacciaietti tuttora esistenti, veri residui attuali dei piccoli ghiacciai secondari in questione, dei quali rappresentano (assieme a quello di M. Nery) l'esempio, direi vivente, odierno per i fianchi della Valle del Lys.

Sopra Gressoney la Trinité nell'elevato aspro e fortemente inciso gruppo montuoso (a banchi gneissici più o meno dolcemente inclinati verso Sud) di Punta di Ciampono-Punta dell' Uomo Storto, che spingesi in Val Vogna col tipico Corno Bianco, si trovano ancora oggi tali due meschini ghiacciaietti: Netscio e Scerpie.

Il **Ghiacciaietto di Netscio o Netscho** è un piccolo ghiacciaio sospeso che non è ancora indicato sull'originale della Carta sarda rilevata verso il 1820; invece esso è accennato nella « Topograph. Karte des M. Rosa » annessa al lavoro di Welden « Der M. Rosa » 1824; come pure (con poca precisione) è segnato estesamente (come *Ghiacciaio di Netsch*) sulla Carta degli Stati Sardi riveduta nel 1854, pubblicata nel 1858; per cui è chiaro che nella prima metà del secolo XIX esso era ancora alquanto più ampio che non oggi, seguendo in ciò la regola generale

dei ghiacciai alpini. La carta topografica svizzera di Dufour (1862) è in questa regione, come spesso, quasi solo la copia della Carta Sarda.

Anche la Carta di Adams-Reilly, rilevata nel 1865-66, riconferma l'idea sovraccennata mostrandoci nel gruppo del Corno Bianco non uno, ma quattro ghiacciaietti, fra cui due abbastanza espansi per quanto non precisamente situati nè nominati, giacchè è indicato come *Netsch Gl.* ciò che è invece il ghiacciaio di Scerpie.

La tavoletta al 50 000 (M. Rosa) dell'I. G. M. rilevata nel 1884 lascia ancora intravedere una plaga glaciale nell'alta Val Netschio dove è scritto Bocchetta di Netscio; ma evidentemente la massa glaciale si era già ben ristretta da quanto era prima. Incompleta ed imperfetta è l' indicazione data dal Tonetti nella sua « *Nuova Carta della Val Sesia e M. Rosa* » al 100 000 (1891). Cl. Wilson nella sua nota « *The Corno Bianco* » (Alp. Journ. XVII, 1895) segna abbastanza bene questi piccoli ghiacciai ridotti in parte a nevati.

Il Dainelli nell'agosto 1904 esaminando da lontano questo ghiacciaio sospeso potè ricavarne uno schizzo insieme ad « *Alcune note sopra i ghiacciai delle Valli di Gressoney e di Ayas* ». La sua massa superiore, principale, quasi pianeggiante, si trovava pressochè a livello di una parte della cresta montuosa attorniante il circo glaciale ; la parete terminale si arrestava ad un alto salto roccioso che è tutto splendidamente levigato, presentando verso Ovest una lingua alta e stretta, un po' più espansa presso al suo termine, dove mostrava un' alta parete di ghiaccio, trasversalmente crepacciato, strapiombante sul circo inferiore dei Laghetti.

Nel 1909 L. Brasca pubblicò nel Boll. C. A. I. (Vol. XXXIX, N. 72, pel 1908) un interessante studio sopra il « *Corno Bianco* » unendovi la riproduzione di una fotografia di V. Sella (N. 161 *bis* del Catalogo, « Corno Bianco », fotografia presa l' 8 settembre 1883 dalla morena del Gh. Garstelet, vicinissimo al luogo della Capanna Linty) che mostra il ghiacciaio di Netschio visto dalla Capanna Linty; vi è anche unito un interessante schizzo topografico al 25 000.

Alcuni anni dopo, il 6 settembre 1913 il Dott. U. Monterin visitò questa regione, dando poi « *Alcune note sopra i Ghiacciai di Netscho*

e di Schkerpie » (Boll. Gl. It. N. 1, Roma 1914). La fig. 1 che egli presenta mostra assai bene il ghiacciaio di Netscho che sovrasta a destra sul ghiacciaio di Schkerpie per modo da scaricarvisi talora in parte.

Questo ghiacciaio mostra in alcuni punti una stratificazione trasversale meravigliosamente regolare. Esso non presenta una vera bocca, ma l'acqua di ablazione glaciale esce da varie parti e poi scompare tra i detriti ed i nevai. La posizione del ghiacciaietto non permette veri depositi morenici, salvo un piccolo arco morenico laterale destro.

La parte sinistra della fronte glaciale si presentava ritirata di una cinquantina di m. dalla parete del circo inferiore di Netscho, formando una rientranza in corrispondenza di un lastrone di roccia levigatissima; mentre la parte destra della fronte strapiombava nel sottostante circo come alta parete di ghiaccio. Il ghiacciaio appariva sgombro da detriti rocciosi che però trovavansi sparsi qua e là davanti alla fronte sopra la roccia levigatissima. Il Monterin, assieme al De Gaspari, collocò a pochi m. dalla fronte glaciale 4 segnali (M.) in minio, sulla roccia, che sono indicati nello schizzo di rilievo che egli diede nel suo lavoro (fig. 2).

In seguito il Monterin, come egli indica descrivendo « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai*, 1918 », riesaminò il ghiacciaio di Netscho nel 1914 e 1915; di esso presentò in detto lavoro uno schizzo all' 8 000 preso, col compianto De Gaspari, nell'agosto 1913, constatando che esso pareva si fosse alquanto avanzato ed allargato, malgrado che in certi punti la fronte presentasse nell'agosto 1915 qualche ritiro causato dalla forte ablazione per calore eccezionale verificatosi in tale mese.

Il Monterin prese allora (19 agosto 1915) diverse fotografie, di cui riprodusse due (vedi fig. 10 e 12) in detto lavoro; specialmente interessante è la fig. 12 per la caratteristica stratificazione glaciale, ondulata e semipiegata per le varie pressioni e gli adattamenti subiti dalla massa glaciale risultante da numerose successive nevicate. Il Monterin nota che le linee scure sono quelle del ghiaccio più duro e più impuro per deposito di polveri, detriti e materiali organici (ghiaccio dovuto a nevi di fine inverno ed a semifusione estiva) e le linee chiare sono quelle prodotte dalle nevicate invernali e la cui neve è ancora ricca di bollicine d'aria.

Il Monterin numerò una sessantina di questi straterelli del ghiacciaio di Netscho.

Il ghiacciaio di Netscho parmi riferibile al tipo di ghiacciai sospesi; esso presentasi crepacciato trasversalmente in modo speciale nella regione frontale. Il ghiacciaio, disposto in due ripiani separati da un breve salto, termina strapiombando alla parete rocciosa delimitante il circo inf. di Netscho solo più coperto da nevai. Anticamente il ghiacciaio per causa di un rialzo roccioso intermedio doveva scindersi in due rami distanti fra loro qualche centinaio di metri ricongiungendosi nel circo inf. di Netscho; ma queste lingue glaciali pendenti, che pare esistessero ancora verso la metà del secolo scorso (come indicherebbe l'antica carta degli Stati Sardi), sono ora quasi scomparse. (Vedi Tav. III, fig. 9).

Questo ghiacciaietto, quantunque piccolo, merita di essere tenuto d'occhio rappresentando un tipo assai speciale, residuo di glaciazione ben più estesa; quantunque sovrasti quasi a Gressoney La Trinité esso è poco visitato perchè di accesso incomodo giacchè la sua fronte non arriva forse ai 2700 m. s. l. m.

Nella valletta di Alpe Scherpie, scendente dalla Punta dell'Uomo Storto, esiste un residuo glaciale ancor più piccolo che il Dainelli indicò in « *Alc. Note Gh. sulle Valli Gressoney ed Ayas*, 1906 » come **Ghiacciaio di Scherpie o Schkeerpie** secondo Monterin. La « *Topogr. Karte d. M. Rosa* (1823) » del Welden sembra già indicare questo ghiacciaietto in una insenatura di Scarpietta. La carta sarda del *1854* sembra inglobarlo, come una semplice lingua, col ghiacciaio di Netscho; quella di Adams-Reilly del *1865* lo segna molto espanso, tanto da raggiungere la cresta divisoria e collegarsi con un ramo glaciale scendente nell'opposta valle d'Otro.

Tale collegamento probabilmente è una esagerazione, ma ad ogni modo ci indica che questa massa glaciale saliva ben alto verso la cresta ed era quindi ben più espansa che non oggi. La carta dell' I. G. M. non dà segno di questa placchetta glaciale.

Il Dainelli la esaminò nell'agosto *1904* e ne diede un cenno ed uno schizzo in « *Alc. Note* ecc. », come sovraccennato, notando che

essa aveva una breve fronte sospesa sopra un circo più basso occupato in gran parte da neve.

In seguito questa piccola massa glaciale, per quanto giacente verso i 3000 m., non avendo un vero circo montuoso, presentò lievi mutazioni.

L. Brasca nel suo scritto sul « *Corno Bianco* » (Boll. C. A. I., XXXIX, N. 72, 1909) indicò e disegnò il ghiacciaio di Scheerpie nel suo schizzo topogr. al 50 000 come *Ghiacciaio Nord di Netschio*. La riproduzione della fotografia di V. Sella (Il Corno Bianco veduto dalle vicinanze della Capanna Linty) fa pure vedere il ghiacciaio in esame come era l' 8 settembre 1883.

Il Monterin ne diede cenni in « *Alcune Note sopra i Gh. di Netschô e di Schkeerpie, ecc.*, 1914 » assieme a due figure tratte da fotografie prese il 6 settembre 1913; misurò le crepaccie trasversali nella loro profondità superiore a 6 o 7 m., pose alla base della colata di ghiaccio che tocca i 2700 m. circa un segnale $\frac{M}{U}\rightarrow$ a destra, sulla roccia in posto, a m. 2,60 dal ghiacciaio. Egli notò alla base della colata di ghiaccio il succedersi di due morene galleggianti trasversali, la superiore in via di formazione per discesa di materiali rotolanti dalla ripida china della colata glaciale sovrastante.

Al limite inferiore del ghiacciaio esiste una morena frontale, relativamente grande, incisa dal torrente subglaciale e poco più a valle esiste un'altra morena più piccola basante sulla roccia in posto levigatissima e mammellonata. Questo ghiacciaietto di Schkeerpie presentasi incassato in alto (per la parte superiore foggiata a colata precipitosa e crepacciata) fra pareti rocciose allargantesi invece verso il basso, dove esso è quasi pianeggiante e parzialmente mascherato da detriti e da nevati; dovette essere già più ampio anticamente come lo indica p. e. la carta Reilly anche per maggior tributo che doveva ricevere dal sovrastante ghiacciaio di Netschô.

Si consulti anche la fig. 10 (da fotografia presa nell'agosto 1915) del lavoro di Monterin sopra « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai*, 1918 »; detto studioso non potè osservare (fors' anche causa la neve) variazioni in questo ghiacciaio nel 1914 e 1915.

Per quanto potei osservare quest'anno (1919) i Ghiacciaietti di Netschio e di Scerpie mostrano qualche cenno di rigonfiamento e di leggero aumento, continuando così la fase di accrescimento iniziata nel 1913.

* * *

Ritornando ora ai maggiori ghiacciai attuali dell'alta Valle Gressoney, prima di trattare di quello principale o del Lys, accenniamo a quelli laterali, cioè:

Ghiacciaio di Felik – Bel tipo di ghiacciaio sospeso o di altopiano il quale nella sua parte superiore, verso i 4000 m., si collega sia a Nord collo svizzero Zwilling Gl., sia ad Ovest col ghiacciaio di Castore e più in basso col ghiacciaio Perazzi, sia ad Est col Ghiacc. del Lys. Verso Sud esso si suddivide in due rami, uno piccolo, *destro* o *di Bettolina*, volto a S. S. O. che dovette essere un tempo assai più sviluppato, tanto da andarsi a collegare coll'antico ghiacciaio di Bettolina, ed uno maggiore o meridionale.

La « *Topog. Karte d. M. Rosa* » allegata al lavoro di Welden « *Der Monte Rosa*, 1824 » presenta erronee complicazioni nella regione del ghiacciaio Felik, ma mostra ad ogni modo che esso era allora assai scendente in basso; la « *Karte d. M. Rosa*, 1851 » degli Schlagintweit, malgrado la sua erroneità, indicherebbe pure un grande sviluppo (ancora verso la metà del secolo XIX) del *Bettoliner Gl.*, nome alquanto comprensivo che corrisponde in gran parte al ghiacc. di Felik e suo ramo in questione.

Il primo originale della Carta sarda rilevata *tra il 1818 ed il 1828* (1), come pure la Carta del Welden (*1823*), sono troppo schematici per fondarvi considerazioni sullo sviluppo glaciale in quell'epoca, nè il foglio XXIII della Carta topografica degli Stati sardi è molto migliore.

La Carta di Adams Reilly del *1865* indica già come isolata una notevole zona glaciata subtriangolare che doveva forse invece

(1) Rimasto inedito sino al 1911, anno in cui il Dainelli ne diede una riproduzione nel suo lavoro sopra « Il Ghiacciaio del Lys ».

collegarsi col ghiacciaio di Felik. Infine la tavoletta *M. Rosa* dell'I. G. M. rilevata nel *1884* mostra questo ramo, che appellerei di Bettolina, ridotto alla sua porzione più elevata, pensile sul salto di roccia che lo limita a valle; però sotto tale gradinata rocciosa si osservano ancora residui glacio-nivali conservati nella piccola ma forte incassatura di quella regione gneissica, forse anche in parte dovuti a precipitazioni della sovrastante fronte glaciale pensile.

Ma il *ramo principale* o *meridionale* del ghiacc. Felik scende a Sud o S. S. E. e dovette un tempo (probabilmente sino alla metà del secolo XIX) estendersi assai più in basso verso il sottostante ghiacciaio del Lys, come indicano le roccie levigate ed i detriti morenici, i quali, oltre a quelli irregolarmente sparsi, mostrano una specie di disposizione ad arco a quasi 400 m. dalla fronte dell'attuale lingua destra meridionale; mentre la rapida, aspra parete gneissica che soggiace alla lingua sinistra (assai più corta ed altolocata) non permise la deposizione di terreno morenico.

La Carta del M. Rosa (*1851*) degli Schlagintweit è troppo erronea al riguardo per fondarvi comparazioni; quella del foglio XXIII (M. Rosa) degli Stati Sardi rilevata nel 1820 (?), riconosciuta sul terreno nel *1854*, pur nella sua imperfezione parrebbe indicare tale antica congiunzione per mezzo di una espansione glaciale discendente; ma assai più probabilmente trattasi del ramo che indico come orientale, ora quasi individualizzato. La Carta di Adams Reilly (*1865*) mostra il ramo in esame già accorciato; quella dell'I. G. M. (*1884*) indica il ghiacciaio con sviluppo quasi analogo all'attuale. Il Dainelli presentando « *Alc. note sui ghiacc. Valli Gressoney e Ayas*, 1906 », diede una fotogr. dell'intiero ghiacciaio di Felik presa nell'agosto 1904, indicando che la sua fronte occidentale giungeva a circa 3030 m. s. l. m.

Infine ricordiamo la dipendenza *orientale* o *ramo secondario* del ghiacciaio di Felik, che l'antica Carta degli Stati Sardi pare indicarci ancora quasi completamente connesso, verso la metà del secolo XIX, sia in alto col sovrastante vero ghiacciaio di Felik, sia in basso (a sinistra) col margine destro del ghiacciaio del Lys; mentre la Carta posteriore (*1865*) di Adams-Reilly lo mostra già

ben staccato, cioè ad un dipresso in quella fase o posizione (delineata nella tavoletta dell'I. G. M. rilevata nel *1884*) durante la quale depose davanti alla sua fronte un estesissimo arco morenico, parzialmente bipartito, tuttora esistente, separato (nella sua parte mediana) dall'attuale fronte glaciale per mezzo di uno spuntone gneissico mirabilmente levigato.

Però mentre questo ramo orientale è segnato non solo dalla Carta sarda, ma anche da quella di Adams-Reilly come lingua scendente dal margine sinistro del ghiacciaio Felik, ora ne è quasi indipendente, mostrandosi individualizzato nella sua forma triangolare, pur ricevendo talora dall'alto (cioè da detto margine anterolaterale sinistro del ghiacc. Felik) un certo contributo per valanghe di ghiaccio, oltre che di neve, per cui è un ghiacciaio in parte rimaneggiato.

Già il Dainelli di questo ramo orientale fece un cenno accompagnato da disegno in « *Alc. Note Gh. Valli Gressoney ed Ayas*, 1906 », ed indicò che questo ammasso di ghiaccio, che per lui non ha neppure il valore di ghiacciaio di origine secondaria, è alimentato da seracchi cadenti dal sovrastante ghiacc. di Felik; notò inoltre che tale massa è diminuita di circa la metà in superficie e quindi in spessore nel ventennio dal 1884 al 1904. Più tardi egli la delineò accuratamente nel rilievo fotogrammetrico fatto nell'agosto *1910* e pubblicato nel lavoro sopra « *Il Ghiacciaio del Lys*, 1911 » (1), dove nella Fig. *a* della prima Tav. se ne vede pure una buona zincotipia.

Tale è a un dipresso anche lo stato attuale della massa glaciale esaminata.

Il Dott. Monterin descrisse il Gh. Felik nel suo recente lavoro « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai*, 1918 », dandone alcune fototipie (fig. 3 e 4) ricavate da visite fatte nel 1914 e 1915.

Nell'estate del 1919 il Ghiacciaio di Felik, specialmente nel suo ramo orientale rimaneggiato appariva però notevolmente accresciuto rispetto agli ultimi anni.

---

(1) Boll. Sez. Fior. C. A. I. – Anno II – N. 5, 1911.

* * *

Passando ora al lato sinistro dell'alta valle del Lys accenniamo solo alla placca nevato-glaciale detta *Ghiacciaio dell'Hohes Licht* dal Monterin nel suo studio sopra «*Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai*, 1918, fig. 5 », piccolo ghiacciaietto di pendio con meschina morena frontale a S. O. del Ghiacciaio del Garstelet, ma collegantesi piuttosto col ghiacciaio del Lys.

Importante invece è il **Ghiacciaio di Garstelet** già unito inferiormente con quello, assai maggiore, **di Indren**, da cui però è generalmente separato per causa di una gigantesca gradinata formata dalla testata di banchi gneissici che, con dolce inclinazione ad O. S. O., scendono dalla Piramide Vincent.

Si è già sovraccennato che ancora nel periodo *dauniano* il Ghiacciaio di Indren–Garstelet o, più semplicemente, di Indren, per il suo grande sviluppo dovette giungere sino all'Alpe Zindra depositandovi un largo arco morenico a grossi elementi su parte del quale furono costruiti detti casolari. Poscia il ghiacciaio si ritirò notevolmente andandosi ad appollaiare nel suo alto recesso sui banchi gneissici inclinati dolcemente a S. S. O. ed in modo da costituire, verso Sud, una gigantesca gradinata, alla quale tendono affacciarsi detti ghiacciai, essendone però impedita l'estensione anteriore appunto da tale salto di roccia, ciò che è fatto abbastanza generale.

Il primo originale della Carta degli Stati Sardi del *1820* circa e la *Top. Karte d. M. Rosa* del Welden (*1823*) non si prestano a considerazioni un po' sicure sul ghiacc. di Indren-Garstelet che però appare già ritirato nel suo alto pianoro attuale. La Carta del M. Rosa degli Schlaginweit (*1851*) mostra meglio questi ghiacciai già ritirati in alto, ma ancora con due fronti separate, un po' pendenti verso il basso. Il foglio XXIII della Carta degli Stati Sardi del *1854* e la Carta di Dufour (*1862*), che è quasi solo una copia della prima, indicano la fronte del ghiacciaio già divisa in due lobi abbastanza allungati e scendenti, il sinistro già allora più piccolo del destro; anche il Ghiacc. di Garstelet, quantunque senza nome, è abbastanza ben delineato.

Qualcosa di analogo è segnato sulla Carta di Adams-Reilly (1865) che mostrerebbe la fronte glaciale di Indren allora ancora ben distinta in due rami speciali, uno di sinistra (che indica col nome di Indren) e l'altro di destra (che segna col nome di Garstelet) e che terminava in lingua biforcata, ambedue assai allungati e pendenti rispetto allo stato attuale (1).

Lo schizzo topografico della parte meridionale della Catena del M. Rosa fatto dall' ing. V. Zoppetti, annesso alla relazione di G. Calderini « *Alla Punta Giordani ed alla Vincent-Pyramide*, ecc. » (Boll. C. A. I., Vol. XII, N. 34, 1878) indica, meglio che non la Carta top. dello S. M. Sardo, il Ghiacciaio del Garstelet scendente ampiamente a Sud sino a collegarsi largamente colla terminazione occidentale del Ghiacciaio d'Indren.

Lo stesso schizzo mostra ben spiccata la bipartizione della fronte del Ghiacciaio d' Indren, fronte larga ed assai più avanzata di quella che mostri l'antica Carta degli Stati Sardi oltre che con differenze notevoli, ma che sono probabilmente dovute anche in parte ad errori di rilevamento.

Intanto dovevano allora esistere piccoli ghiacciaietti residui nell'alto delle vicine vallette secondarie; così p. e. nel vallone sito a Nord del Lago Salza (*Grüne See*) come è segnato nella carta di Adams e da depositi morenici, oltre che forse dalla Carta sarda coll'indicazione di un piccolo ghiacciaio parallelepipedo. Anche nel vallone della Miniera esistono tuttora due archetti morenici depositati, forse nella prima metà del sec. scorso, ½ Km. a valle di detta miniera abbandonata, da un ghiacciaietto locale già occupante tale valletta.

---

(1) In queste carte degli Schlaginweit e dell'Adams-Reilly il Ghiacciaio del Garstelet, come oggi è inteso, era conglobato colla parte destra od occidentale del Ghiacc. di Indren, detto allora Ghiacc. di Garstelet, attribuendosi il nome di Indren alla sola parte orientale; veramente il *Ghiacc. di Garstelet* è solo un piccolo ghiacciaio–vedretta o di gradinata o di terrazza o di ripiano che dir si voglia, che mostrò in questo ultimo mezzo secolo un grande ritiro frontale avendo abbandonato, coprendolo di detriti morenici, parte dei suoi ripiani inferiori che nelle antiche carte sono segnati come ancora ammantati di ghiaccio.

Nel *1876*, secondo la guida Gilardi in Dainelli (1902) il ramo sinistro del ghiacc. di Indren giungeva sino al salto di roccia che precipita a Sud. La Carta dell' I. G. M. del *1881* mostra i Ghiacciai di Indren-Garstelet assai ritirati come, malgrado qualche oscillazione, si mantennero finora.

Quanto al **Ghiacciaio di Garstelet** esso andò poi ancora ritirandosi assai nella sua regione terminale (data anche la sua piccolezza generale e la sua probabile sottigliezza) tanto da non presentare poi più la colleganza latero-inferiore che nel *1884* ancora mostrava col ghiacciaio di Indren (al quale sovrasta in complesso di una cinquantina di m.) ma solo un residuo di confluenza latero-superiore. La Carta al 100 000 del M. Rosa, rilevata dall' Ufficio Geol. It. sul principio del sec. XX e pubblicata nel 1912, indica assai bene tale arretramento rispetto alle carte precedenti.

Il Monterin nelle « *Oss. sui ghiacciai del gruppo del M. Rosa*, 1914 » nota che già alcuni anni prima del 1913 il limite inf. del ghiacc. del Garstelet si trovava circa 100 m. più a Nord che non nel 1884, ciò che testifica l'importanza del regresso di questo piccolo ghiacc. di ripiano; però siccome la fronte è quasi sempre ricoperta da neve ne riesce difficile la delimitazione.

Il Monterin notò allora (1913) due imperfette morene frontali concentriche, di cui la più interna si prolungava ancora un po' sui lati; caratteristici si presentavano due cordoni morenici d'ostacolo, uno a sinistra verso il ghiacciaio di Indren, l'altro a S. O. verso l' Hoheslicht.

Lo stesso studioso ritornò ad esaminare questi ghiacciai nelle estati del 1914 e 1915 (vedi il suo lavoro « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai*, 1918 ») quantunque l'innevamento persistente ne impedisse la precisa osservazione; egli ricordò su tale proposito che le pioggie torrenziali verificatesi sul basso della Vallata alpina nella primavera (aprile–giugno) del 1914 e 1915 furono invece, come è naturale, rappresentate in alto (sopra i 2800 m. circa) da abbondanti nevicate che si conservarono per buona parte dell'estate; qualcosa d'analogo si verificò nel 1918.

Il 1° settembre **1919** esaminai col Monterin il ghiacciaio di Garstelet; non mostrava segni di avanzamento, fors'anche perchè la

neve copriva ancora il suo margine frontale; ben conservata appariva la sua morena anteriore foggiata tipicamente ad arco, mentre più in basso il materiale morenico si presentava solo sparso ad arco irregolare sulla superficie levigata degli strati gneissici.

Ritornando al **Ghiacciaio di Indren** ricordiamo che la carta al 100 000 rilevata dall' Ufficio Geol. It. sul principio del sec. corrente e pubblicata nel 1912 segna questo ghiacciaio come ancora molto sviluppato sino al gran salto roccioso, ciò che forse è esagerato.

Il 27 agosto *1901* il prof. Dainelli esaminò il ghiacc. di Indren, dandone due figure ed uno schizzo, descrivendolo in « *Alc. Oss. Ghiacc. versante It. M. Rosa* » (Boll. C. A. I., vol. XXXV, n. 68 – 1902). Il ghiacciaio nella parte superiore, relativamente stretta e strapiombante ad Est sul ghiacciaio di Bors, si scaricava particolarmente in valanghe verso il basso ed allargandosi terminava con due bocche; però quasi tutta l'acqua di fusione sboccava dalla fronte del braccio destro che è il principale, sia per ampiezza sia perchè allineato nella direzione (N. N.E.–S. S.O.) della discesa del ghiacciaio.

Il *ramo orientale* o *sinistro*, compreso fra due creste rocciose, era piuttosto piccolo, anteriormente sublineare (come indicano le figure date a pag. 49 e 50), limitato ai lati da linee subparallele, inclinato di 35°; non aveva una vera porta di torrente subglaciale, ma il ghiacciaio mostrava di continuarsi verso il basso in neve ghiacciata dalla quale usciva l'acqua di fusione, relativamente scarsa, raccolta in due torrentelli.

Il Dainelli pose sopra un masso (giacente in cima della morena sinistra, distante 46 m. dall'angolo sinistro della fronte glaciale, in parte terminante però in neve) una linea tracciata nella direzione di detta fronte. Il Dainelli notava pure il residuo morenico di destra addossato allo spuntone roccioso ed indicante una espansione glaciale già assai maggiore; inoltre egli delineava l'apparato morenico recente costituito da morene laterali subrettilinee e da residui di morena frontale destra distante allora m. 35 dalla fronte glaciale. Per cui si poteva dedurre un regresso, non molto antico, di una trentina di metri della fronte del ghiacciaio di Indren.

Da quanto la guida Gilardi riferì al Dainelli il Ghiacciaio in esame si ritirò, dal 1876 (quando arrivava al grande salto di roccia) al 1901, poco più di 250 m., ciò che darebbe grossolanamente un regresso medio di circa 10 metri all'anno.

Nell'estate del *1902* il Dainelli (*Alc. not. sui Ghiacc. Valli Gressoney ed Ayas*, 1906) ritornò a vedere questa breve lingua sinistra trovandovi però un tale innevamento (essa presentavasi tutta bordata da neve vecchia dell'anno prima) che non potè neppure rintracciare il suo segnale; tuttavia la fronte gli parve di qualche metro più avanzata, quantunque gli paresse un po' diminuita di spessore, ciò che egli ritiene giustamente come molto importante, più ancora dei movimenti superficiali, per conoscere le oscillazioni vere dei ghiacciai.

Egli allora pose sopra un masso della morena sinistra un altro segnale rappresentato da una linea orizzontale (e G. D. 4) distante orizzontalmente m. 7,50 e verticalmente m. 2,20 dalla fronte di questa lingua glaciale sinistra che gli risultò toccare i 3109 m.

Il dott. Monterin visitò nel *1913* questo ramo sinistro od orientale del Ghiacc. di Indren, ben più sottile e meno pendente (e quindi quasi non crepacciato) di quello destro, al quale sovrasta di una cinquantina di m. e ne fece cenno nelle sue « *Oss. sui Ghiacc. Gruppo M. Rosa*, 1914 », indicando che questo ramo glaciale si addossava a spuntoni rocciosi coperti da morenule, anzi insinuandosi la sua parte mediana in una stretta fra due di tali spuntoni rocciosi. Questo ramo glaciale invece di terminare quadrangolo come nel 1901 (v. schizzo Dainelli) si allargava a zampa d'oca, ma la gran quantità di neve che lo copriva ne impediva la delimitazione frontale. Allora (estate 1913) la fronte distava dal segno Dainelli 46 m. come nel 1901. Il secondo segnale Dainelli (posto sopra un grosso masso della morena sinistra) distanziante dalla fronte, nel 1902, in linea orizzontale m. 7,50 ed in linea vert. m. 2,20, invece nel 1913 distava rispettivamente dalla fronte glaciale m. 10 e m. 2,50, indicandoci essersi verificata in una diecina di anni una piccola diminuzione di lunghezza e di spessore del ghiacciaio terminale in esame.

Nel 1914 e 1915 la fronte di questo ramo orientale protendentesi fra due spuntoni rocciosi era tanto ricoperta da neve che il Monterin non vi potè fare osservazioni sicure.

Il *ramo occidentale* o *destro* del ghiacciaio di Indren, ben maggiore di quello sinistro, è indicato dalla Carta sarda e da quella di Adams-Reilly (che lo designa « Garstelet Gl. ») come presentante già allora due lingue terminali assai sviluppate (cioè sino al grande salto roccioso ed anche oltre) e ben più pendenti di quelle del ramo sinistro. Esso è molto importante costituendo la vera terminazione principale del Ghiacc. di Indren, giacchè ne esce l'essenziale contributo torrentizio subglaciale.

La carta dell' I. G. M. (*1884*) indica un abbastanza notevole regresso della fronte glaciale in esame.

Il Dainelli visitò questo ramo destro del ghiacc. di Indren il 27 agosto *1901* e ne diede (pag. 52 e 53) uno schizzo ed una fotografia; pose anche due segnali sulla roccia in posto sotto la bocca del torrente subglaciale che esce dalla lingua occidentale, uno a destra alla distanza di 13 m. ed uno a sinistra alla distanza di 20 m. Egli indica che dal *1881 al 1901* il regresso di questa fronte glaciale deve essere stato notevole, lasciando scoperta molta roccia ad occidente dello spuntone gneissico che divide i due bracci del ghiacciaio; la fronte del braccio destro nel *1893* (sec. Gilardi in Dainelli) non era ancora tanto diminuita da lasciare allo scoperto il salto di roccia in corrispondenza del quale la fronte appariva ritirata nel 1901.

Infatti nel *1901* la fronte irregolare di questo ramo destro protendevasi in basso con due lingue (una orientale breve da cui usciva un torrentello che andava a scomparire sotto la lingua occidentale assai più lunga, da cui usciva il torrente subglaciale) fra le quali compariva un nuovo spuntone roccioso foggiato a salto (v. pag. 53); sopra detto salto gneissico, producente rientranza della fronte glaciale del ramo destro, il ghiacciaio si presentava come parete a picco rotta da seracchi, precipitanti tratto tratto in basso. Inoltre il Dainelli indicò la presenza di due morene laterali presso

questo ramo destro del ghiacciaio di Indren, mentre davanti alla sua fronte appariva la roccia levigata, striata, benchè cosparsa di poco detrito, fino al gran salto finale che precipita verso Sud.

Il Dainelli nell'estate del *1902* rivide il braccio destro del Ghiacciaio di Indren trovandovi però tanta neve che nascondeva i segnali ed il limite del ghiacciaio.

Nell'estate del *1904* egli tornò all'esame di questo ramo destro (*Alc. Not. sui Ghiacciai Gressoney ed Ayas*, 1906) dando anche una buona fotografia della sua parte terminale, e notando che nella concavità rocciosa soggiacente al salto, su cui si affaccia la parete crepacciata del ghiacciaio, concorrono dai due lati (come mostra assai bene detta fot.) due lingue glaciali assai inclinate; la lingua occid., che è la più estesa, è quella a cui si riferiscono i segnali posti dal Dainelli nel 1901. Nell'agosto *1904* la neve fresca copriva gran parte delle lingue glaciali sovraccennate e lo spazio roccioso intercedente fra esse, ma lasciava libera l'estrema parte terminale della lingua destra che appariva assai assottigliata. La distanza dal segnale destro era di 20 m., dal sinistro 22 m., indicando quindi un piccolo ritiro della lingua glaciale dal 1901 al 1904, con qualche disuguaglianza per l'ablazione di una lieve protuberanza glaciale che si spingeva a destra nel 1901.

Allora l'altezza della fronte destra del ghiacciaio di Indrën era di circa 2940 m. s. l. m.

Il dott. Monterin che si occupò del ghiacc. di Indren nelle sue « *Oss. sui Ghiacc. del Gruppo del M. Rosa*, 1914 », nota anzitutto che lo spuntone roccioso, che nella carta dell' I. G. M. (1884) era quotato 3285 m. ed appariva completamente circondato da ghiacciaio, da alcuni anni era diventato il punto iniziale di divisione dei due rami, orientale ed occidentale, del ghiacciaio di Indren; poi egli passa al loro esame singolo. Rivide, come già il Dainelli, il ramo occidentale molto crepacciato trasversalmente e gibboso nella parte mediana per un rialzamento del fondo roccioso, finchè appariva verso la fronte un salto roccioso che la divideva in due lingue glaciali convergenti verso la base del salto stesso e posanti sulla

roccia levigata e cosparsa irregolarmente di materiale morenico; la porzione glaciale sovraincombente al salto roccioso costituiva una parete alta circa 6 m. crepacciata (come mostra la fig. 10) e franante tratto tratto, specialmente nel pomeriggio.

La lingua destra, la maggiore, presentava notevole pendenza e forti crepacciature trasversali fin nella fronte; era ricoperta da abbondante materiale detritico sul lato destro, poggiante superiormente sulla morena laterale destra; mostrava piccole bocche sul lato destro oltre che sulla fronte.

Questa lingua destra si era ingracilita e fortemente ritirata dal *1901* al *1913* come si può constatare chiaramente confrontando lo schizzo del Dainelli (1901) con quello rilevato dal Monterin e da lui pubblicato a pag. 100, fig. 11, delle sue « *Osservazioni ecc.* ».

Il Monterin quando visitò questa fronte glaciale ai primi di agosto insieme col compianto dott. De Gasperi, che esaminò pure con lui il Ghiacciaio del Lys, non potè prendere misure causa il durissimo nevaio; ma ritornatovi il 28 settembre potè costatare che i segnali collocati dal Dainelli nel 1901 alla distanza dalla bocca di m. 13,20, osservati poi nel 1904 alla distanza di m. 20 e m. 22, si trovavano nel *1913* a m. 60 e 62; ciò che indica un ritiro di circa m. 7 e m. 2 dal 1901 al 1904 e di m. 43 e di m. 40 dal 1904 al 1913; quindi il torrentello subglaciale fuoruscente dalla lingua sinistra, il quale nel 1901 scompariva sotto la lingua destra, nel 1913 affluiva liberamente nel torrentello fuoruscente dalla lingua glaciale destra, una ventina di metri a sud di essa.

Intanto il salto roccioso dividente le due lingue glaciali del ramo occidentale si era andato sempre più scoprendo specialmente a destra. La lingua sinistra si prolungava oltre il salto appena di una ventina di metri, senza materiale morenico ma con una copertura di vecchia neve; si era ritirata di circa venti metri *dal 1901 al 1913* e nello stesso tempo si era assottigliata, per cui verso la sua metà, a circa 10 m. dalla fronte, appariva un piccolo spuntone roccioso e poco più a Nord ne compariva un altro, evidente continuazione di quello ben più grande che divide le lingue glaciali in

esame. Per ulteriori osservazioni il Monterin pose allora (28 settembre 1913) un segno M ↑ U sulla roccia in posto striata e levigatissima alla distanza di m. 12 dalla fronte glaciale.

Nel *1914* il Monterin rivisitò il Ghiacciaio d'Indren, come accenna nel suo lavoro «*Il M. Rosa e i suoi ghiacciai*, 1918»; notò che verso la fine di settembre alla base del salto roccioso che sdoppia la fronte del ramo occidentale in due lingue era notevolmente aumentato l'ammasso di ghiaccio che cade dall'alta parete soprastante, frammisto a neve che ricopriva tutta la parte terminale della lingua sinistra nascondendone i due spuntoni rocciosi che comparivano invece nel 1913.

La fronte della lingua destra non mostrava aver subìto movimento. Di fronte alla lingua sinistra il Monterin collocò un nuovo segnale I ↑ U nella stessa direzione ed alla distanza di m. 13 da quello posto nel 1913.

Detto studioso nel 1915 non potè fare misure su queste lingue glaciali causa la neve, ma vi erano segni di accrescimento; ne prese intanto fotografie (vedi fig. 6 del suo lavoro del 1918).

La mattina del 1° settembre *1919* assieme al Dott. Monterin esaminai il Ghiacciaio d' Indren il quale appariva notevolmente rigonfio nella sua parte medio-inferiore (1)

Il ramo sinistro od orientale, complessivamente assai più elevato di quello destro, scendeva a costituire una breve colata o lingua a V, rivolta a S.O. ed attorniata da analogo V di deposito morenico.

Il ramo destro od occidentale mostrava anteriormente la sua curiosa partizione sullo sprone gneissico centrale, il lobo destro apparendo un po' più lungo di quello sinistro. La massa glaciale sovraincombeva allo spuntone roccioso divisorio collo spessore di una ventina di metri, tutta seraccata, crepacciata, foggiata a torri e guglie, producendo frequenti frane che originavano al piede della balza rocciosa un'esteso deposito niveo-glaciale.

---

(1) Nell'unita cartina glaciologica la regione anteriore del Ghiacciaio d' Indren non risultò ben delineata.

Il suo lobo sinistro, più breve del destro, portava una specie di morena submediana proveniente dal rilievo roccioso, spartitore, di quota 3285.

Il lobo destro, più lungo e foggiato a lingua scendente in basso con forte inclinazione, mentre presentava ben conservata la sua vecchia morena destra della prima metà del secolo scorso, nonchè una doppia morena di destra che viaggiante in alto diventa poi fissa, depositata, in basso, non aveva vera morena anteriore, causa la ripidità del pendio roccioso sottogiacente; questo lobo pare più sensibile nell'allungamento recente che non quello sinistro; perciò misurammo la distanza (che risultò di 15 metri circa) del termine del lobo glaciale destro da un grande masso subquadrangolo, alto quasi 2 metri, di Gneiss grigio-chiaro, a strati subverticali, sovrapponendovi un ometto di pietre per future comparazioni.

Passiamo finalmente all'esame del **Ghiacciaio del Lys** che è il principale della valle di Gressoney e che quindi merita speciale considerazione.

Risalendo la valle di Gressoney, attraversata, sopra Gressoney La Trinité, la bella serie di collinette moreniche di Orsia, splendido residuo del periodo glaciale *dauniano*, a monte della curiosa strettoia, serpentinoso-anfibolitica, fortemente levigata dall'antica azione glaciale, di Biel, troviamo un grande piano lungo circa un Km. e mezzo largo da 200 a 400 m. circa.

E' il piano di Dejelo-Stafal costituitosi evidentemente dopo il ritiro del ghiacciaio del periodo *dauniano* per alluvionamento fluviolacustre, in causa appunto della chiusa rocciosa di Biel; esso è assai interessante, sia perchè possiano precisarne l'età (*postdauniana*) di formazione, sia perchè esso venne tipicamente terrazzato specialmente verso valle dall'erosione del Lys.

Questo corso acqueo che dovette comportarsi per lungo tempo come fluvio-lacustre da Stafal a Biel per detta barra rocciosa che ne impediva la libera discesa, più tardi, in causa sia della graduale incisione fatta dalle acque in tale diga naturale (la famosa e vera-

mente curiosa forra di Biel) (1), sia del relativo immagrirsi della massa torrenziale come è provato dal regresso del ghiacciaio del Lys, potè incidere e terrazzare il piano alluvionale poco prima depositato, come vedesi specialmente bene nell'ultimo mezzo Km. verso valle, dove appaiono infatti tre o quattro terrazze a gradinate caratteristiche. Questa bella terrazzatura *postdauniana* ricorda assai quella analoga e probabilmente contemporanea che notai presso Breuil (alta Valtournanche) e tantissime altre che osservansi in certi larghi e pianeggianti fondi vallivi, già a locale regime fluvio-lacustre per qualche sbarramento roccioso o morenico o di deiezione e poi più o meno terrazzati per incisione della loro chiusa naturale.

Risalendo ancora la valle di Gressoney, presso i casolari dell'Alpe Cortlis (artisticamente poggiati sulle roccie prasinitiche tipicamente levigate e montonate dall'antico ghiacciaio) incontriamo le propaggini più meridionali degli estremi cordoni morenici depositati dal ghiacciaio del Lys in epoca storica. Noi non sappiamo quanto tempo, probabilmente qualche millennio, sia trascorso dal periodo dauniano (in cui i ghiacciai ancora molto sviluppati depositarono l'apparato morenico di Orsia) al periodo, specialmente nel XVI°-XVII° secolo, in cui si verificò un nuovo grande progresso glaciale quantunque molto minore di quello precedente, dauniano. Tuttavia sembra che il regresso glaciale postdauniano sia stato molto notevole e naturalmente accompagnato dalla diminuzione sia delle concomitanti cause (innevamento), sia degli effetti conseguenti (espansioni ed innondazioni torrenziali). Per cui si comprende come in un lungo periodo *postdauniano*, in seguito a tale complesso di fenomeni favorevoli allo sviluppo dell'uomo in montagna, le vallate alpine siano state estesamente abitate e coltivate, non solo risalendole da valle a monte come è più facile e naturale, ma anche per mezzo di vere congiunzioni e colonizzazioni attraverso la catena alpina elevatissima; del che sono esempio chiarissimo quelle veri-

(1) Vedine un disegno nella « Guida della valle d'Aosta (Gressoney) », Torino, edit. F. Casanova, pag. 63.

ficatesi nel Medio Evo dallo svizzero Vallese alle alte vallate italiane del M. Rosa, come appunto nella valle di Gressoney.

Nè tali comunicazioni attraverso la catena alpina furono ristrette ad un breve periodo, ma si estesero per lungo tempo come lo provano diversi fatti sia politici (giurisdizione del Vescovo di Syon su alcune alte vallate italiane del M. Rosa, antiche investiture di feudi ecc.), sia economici (come commerci, mercati ecc.). Ma in seguito, specialmente dalla fine del secolo XVI in poi, assieme e conseguentemente allo aumentato innevamento, si verificò un notevole progresso dei ghiacciai alpini, ciò che nel complesso rese naturalmente meno facili e praticabili le comunicazioni attraverso la catena alpina, oltre a cagionare distruzioni di abitazioni e di terreni coltivati od adibiti a pascolo, clima più rigido ecc.

Potrebbe rimontare a questo periodo la scomparsa di una borgata Felik per fenomeni straordinari, tradizione riferitami dal vecchio C. Bieler di Gressoney La Trinité e che, con qualche variante, fu già indicata dall'abate I. Christillin a pag. 226 « *Dans la Vallaise: Légendes et Récits recueillis sur le bord du Lys* » ed in una speciale nota del Monterin sopra « *La leggenda della città di Felik* » (Boll. Sez. Fior. C. A. I., VI, 1915); evidentemente la regione sita sulla destra del Lys, dove oggi sonvi le misere casere di Ross e di Felik, fu già regione assai abitata e pratense, che dovette poi essere quasi abbandonata in seguito ad un periodo di copiose nevicate, quindi di valanghe, di grande estensione dei ghiacciai e di fenomeni concomitanti. Per lo stesso motivo divenne allora difficile il Colle di Felik o Felikjoch che era prima (come indica il Christillin) « très frequenté et servait de passage aux habitants qui vivaient sur les deux versants. Le chemin etait aisé et facile et en grande partie pavé ».

Trattando dei « *Ghiacciai italiani del M. Bianco*, 1918 », ebbi già ad accennare qualche tradizione indicante tali fatti: anche per il M. Rosa vi è qualcosa di analogo. Infatti il De Saussure nel volume IV dei suoi « *Voyages dans les Alpes* », nel capitolo VII che si riferisce alla sua salita del Rothhorn sopra Gressoney, indica a pag. 373 che « Il y a dans le pays une ancienne tradition sur une

vallée remplie de beau pâturage dont on dit que l'accés a été fermé par de nouveaux glaciers. On ajoute que cette vallée se nommait *Hohen-Laub* et qu'elle appartenait au Vallais ».

E' tuttora esistente tra i montanari di Gressoney la tradizione di una *werlorene Thal*, già ricca di boschi e praterie, che si dovette abbandonare per l'avanzamento dei ghiacciai. Per quanto si tratti di leggenda senza dati sicuri di fatto, probabilmente essa ha qualche base di vero nel fenomeno di generale progresso nevoso-glaciale verificatosi nelle nostre regioni alpine negli ultimi tre secoli, ciò che ha certamente contribuito a rendere più difficili i valichi di alta montagna ed a far rallentare, diminuire e spesso anche cessare le relazioni commerciali tra i due versanti della catena delle Alpi.

Del resto tradizioni analoghe esistono in varie regioni alpine, sia italiane sia svizzere. Sonvi poi residui di antiche vie, anche selciate, ormai abbandonate, che tendevano a colli ora assai difficili, quindi abbandonati dal commercio che prima vi transitava durante l'epoca medioevale sino al secolo XVI.

Si può anche ricordare per la regione in esame l'antica alta via che faceva comunicare direttamente Macugnaga con Gressoney senza discendere ad Alagna. Risalendo ancor più nel passato non dobbiamo dimenticare che, come indica G. Allais nel suo lavoro « *Le Alpi Occidentali nell'antichità* » (Torino, 1891), le vallate alpine furono già abitate sin dall'epoca preromana e romana dai Salassi e dai Lepontii, coltivatori di miniere (pirrotina, calcopirite, oro, ecc.); nel nostro caso specialmente sopra Gressoney (Troja).

Ad ogni modo è certo che dopo un lungo periodo di notevole regresso glaciale, corrispondente nel complesso all'epoca romana ed al Medio Evo, forse più spiccatamente dal secolo XI al XVI, a cominciare dalla fine del XVI secolo s' iniziò un rapido sviluppo di ghiacciai che, con varie oscillazioni, si conservò sino alla prima metà del secolo XIX.

Ancora alla fine del secolo XVIII° e principio del XIX° l'estensione glaciale nelle nostre Alpi era notevole, come risulta anche per la valle di Gressoney da quel poco che fu indicato in proposito da quelli che ebbero a visitare e descrivere questa bella vallata.

Limitandoci naturalmente alle indicazioni di carattere scientifico ricordiamo anzitutto il De Saussure che nel volume IV, cap. VII, pubblicato nel 1803, accenna che il 10 agosto **1789** essendo salito con suo figlio sul Roth-Horn potè contemplare il gruppo del M. Rosa e parlando dei suoi ghiacciai a pag. 373 dice: « Le plus remarquable est celui d'oû sort la rivière du Lys qui donne sont nom à la vallée. Ont voit trois de ces glaciers se réunir en un seul qui descend en serpentant jusqu'auprès des pâturages de la Trinité de Gressoney; et là le Lys en sort et va au travers de ces pâturages arroser le fond de la vallée ».

Ios. Zumstein (De la Pierre di Gressoney) nella sua « *Beschreib. d. fünf Reisen auf die Spitzen des Monte-Rosa ausgeführt in den Jahren 1819 bis 1822* (1) » trattando della sua seconda ascensione nello agosto **1820** indica riguardo al Lys-Gletscher che « von beiden Seiten mit mächtigen Schuttbänken begleitet, bis an die Alphütten von Cours de Lys herabstürzen », precisando bene così la discesa della fronte glaciale in esame sin vicino ai casolari di Cortlys. Inoltre lo Zumstein nota a pag. 117 che « Nach meinen sechsjährigen Beobachtungen ist er um mehr als 150 Klafter tiefer ins Thal gerückt »; per cui possiamo ritenere il fatto importante che dal **1814 al 1820** il Ghiacc. del Lys spinse avanti la sua fronte di circa 250 m., cioè di oltre una quarantina di m. all'anno.

A questo anno **1820** possiamo attribuire (in conformità complessiva con quanto si osservò nelle Alpi Occid. in generale) il massimo avanzamento storico del Ghiacc. del Lys dopo il periodo dauniano; a tale momento di massima espansione glaciale storica è da riferirsi parte delle grandi alte morene laterali che verso monte lasciarono traccia sin molto in alto sui pendii roccioso-detritici a destra e sinistra e verso valle vanno a terminare in un piccolo e guasto arco morenico residuo che osservasi tuttora sulla destra della valle, in basso, quasi di fronte all'Alpe Cortlys. Notisi

(1) Relazione inserita nel lavoro del Welden « *Der M. Rosa* » 1824. (Vedi anche: Mem. R. Acc. Sc. Torino, XXV, 1820 e C. A. I., IX, 1875).

però che anche a valle di tale estremo, vecchio, arco morenico storico (del 1820) sonvi ancora, per circa 200 m., grossi massi erratici che possono essere residui della glaciazione dauniana (come quelli che giacciono qua e là sulle roccie levigate dell'Alpe Cortlys), ma possono fors'anche in parte attribuirsi ad una fugace straordinaria spinta glaciale verso il 1820 o piuttosto in qualche breve periodo nei secoli precedenti.

L. Fr. von Welden nel suo lavoro « *Der Monte Rosa. Eine Topogr. naturhist. Skizze* » (Wien, *1824*) presenta una veduta generale del Ghiacc. del Lys, purtroppo senza la regione frontàle; ma l'annessa « *Topographische Karte des Monte-Rosa* » (del **1823**) al 100 000 circa, quantunque relativamente semplice, fa vedere assai bene che allora la lunga e stretta lingua glaciale del Lys terminava in punta sotto l'Alpe Cour de Lys, oltrepassando lo sbocco del torrentello scendente dall'Alpe Bettolina; per cui tale torrente, come pure quello opposto di Salza, sboccavano sotto detta lingua glaciale.

In un periodo indeterminato, **fra il 1818 ed il 1828** (forse verso il *1820-22*) fu fatto il rilievo del primo originale della Carta degli Stati Sardi per la regione del M. Rosa, ma rimase inedito; però il Dainelli nel suo studio sopra « *Il Ghiacc. del Lys* » (1) ne dà una riproduzione (fig. 1) assai importante, giacchè costituisce la precisa indicazione grafica del ghiacciaio in esame in detto periodo. Tale ghiacciaio mostra nettamente che spingeva allora la sua fronte fin presso la confluenza del torrentello di Bettolina nel Lys (dove vi era l'Alpe Ross) poco a monte dell'Alpe Cortlys; per cui parrebbe che allora la fronte glaciale fosse alquanto ritirata rispetto alla posizione occupata nel 1823 secondo la Carta del Welden.

Quindi si può ritenere che dopo il 1820 si iniziò una fase di graduale regresso glaciale, dapprima lento e con momenti anche un po' notevoli di arresto come verso il 1823, ma poi più rapido ed anche rapidissimo.

Infatti J. D. Forbes descrivendo i suoi « *Travels trought the*

(1) Boll. Sez. Fiorent. C. A. I., II, 1911.

Alps of Savoy a. others parts of the Pennine Chain » (1), come anche identicamente descrivendo « *The Tour of Mont Blanc and of Monte Rosa* » (Edinburg, *1855*), nel trattare della escursione da lui fatta, nell'estate del **1842**, al ghiacciaio del Lys, dice precisamente: « At length we reached the glacier, at a distance of not more than two and a half hours' walk from St. Jean. It has retreated continually since 1820, and has left a wast enclosure (sharply defined by its moraine) a perfect waste, hawing (as I judged) not less than a square mile of area. Within this area is a kind of rocky precipice, above which the glacier has now retired: it is composed of gneiss, including quartz weins, and though these have never before been uncovered by the ice in the memory of man, M. Zumstein assures me that he has found marks of blasts holes where metallic veins has been sought for, probably gold, which is still worked in the neighbourhood ».

Dal che risulta che **dal 1820 al 1842** il Ghiacciaio del Lys si era in complesso sempre ritirato, di circa mezzo Km., abbandonando una vasta area, nella quale affiorava una zona precipitosa di Gneiss quarzifero. E' interessante l'osservazione dello Zumstein che, mentre questa zona rocciosa non era mai rimasta scoperta dal ghiacciaio a memoria d'uomo, egli vi trovò traccie di lavori fatti evidentemente allo scopo di estrarre minerali metallici (auriferi o no), come si usa da tempo antichissimo in vari punti di queste valli attorno al M. Rosa. Probabilmente si tratta di lavori fatti prima del sec. XVII, cioè antecedentemente al grandioso sviluppo glaciale che, dopo il lungo periodo postdauniano di grande regresso dei ghiacciai alpini, si iniziò verso la fine del sec. XVI, come sovraccennato.

Queste osservazioni del Forbes hanno grande importanza, sia perchè senza di esse avrebbe potuto sfuggirci il grande ritiro glaciale di quel periodo, sia perchè il dato riferito come indicato dallo Zumstein costituisce nuova prova di una notevole fase di regresso glaciale verificatasi parecchi secoli fa.

Tale grandioso ritiro della fronte glaciale del Lys pare siasi

(1) 1° Ed. Edinburg, 1843; 2° Ed. 1845; New Ed. revised by W. A. B. Coolidge, 1900.

continuato **sino al 1844** (come indica il King in « *The Italian Valleys of the Pennine Alps* », 1858), dopo di che essa ripigliò ad avanzare riportandosi poco a poco verso il punto di prima. Infatti i fratelli A. ed H. Schlagintweit nella loro « *Karte des Monte Rosa* » rilevata nel **1851**, pubblicata al 50 000, annessa all'opera « *Neue Untersuch. ü. d. Phys. Geograph. u. Geologie der Alpen* » (Leipzig, 1854), disegnano il Ghiacciaio del Lys (colle sue morene viaggianti un po' schematizzate) che colla sua fronte giungeva già a poca distanza (un centinaio di metri a monte) dall'Alpe Ross (dove il sentierino dell'Alpe Betta giunge in fondo di valle) toccando col suo apice frontale i 2023 m. s. l. m.

Inoltre a pag. 500 della loro opera gli Schlagintweit indicano per il Ghiacciaio del Lys « Längenentwick. des Gletschers, von den Nase bis z. unt. Ende, 3-4 Km. », misura che, forse un po' esagerata, ci prova però sicuramente il grande avanzamento della fronte glaciale verso l'Alpe Cortlys.

Per il **1854** abbiamo due importanti dati, uno topografico e l'altro descrittivo.

Il foglio XXIII (M. Rosa) della Carta Top. al 50 000 degli Stati Sardi, riveduta nel 1854 e pubblicata nel 1858 (1), ci mostra nettamente che l'allungata e gracile lingua del Ghiacciaio del Lys era ritornata quasi alla posizione in cui era disegnata nella carta del Welden del 1823, cioè oltre l'Alpe Ross, oltre lo sbocco dei torrenti di Bettolina e di Salzia, terminando a meno di 200 metri dal ponticello sul Lys sotto l'Alpe Cortlys.

S. W. King nella sua opera « *The Italian Valleys of the Pennine Alps* » (London, 1858), così scrive a pag. 287-288 :

« The glacier of Lys . . . . had recently made extraordinarly advances, and was then ploughing its way downward until it was approaching the ancient frontal moraines down the Valleys. Forbes state that . . . . . » e qui riporta i dati sovraccennati di Forbes, e poi soggiunge : « *Up to 1844* it continued to retreat by slow degrees,

(1) Il Saroldi nella sua descrizione di *Saint Vincent e suoi dintorni* (Boll. C. A. I., 1872-73) ne diede una ricopiatura poco modificata.

when it began again to descend at a similar rate, until the year before our visit, *1854*, when it made the astonishing advance of 200 feet downwards whith an average thickness of 50 feet. The rock alluded to by Forbes was overhelmed with the vast glacier waves, the foremost of which had left it far behind, and only a small portion of it was visible at the edge of the ice, just sufficient for Zumstein to point out its situation ».

Da queste osservazioni di fatto e dalle indicazioni dello Zumstein, che in questa escursione col King diede il commovente saluto del vecchio alpinista studioso al suo diletto ghiacciaio, risulta quindi accertato che **dopo il 1844** il Ghiacciaio del Lys ritornò a progredire, dapprima lentamente, forse 4-5 metri all'anno (da alcuni dati tratti dalle misure degli Schlagintweit), poi **nel 1854** con grandiosa rapidità, che il King calcola di circa 60 metri in lunghezza e circa 15 metri in altezza media, tanto che nell'estate del 1854 la roccia che Forbes aveva vista scoperta, appariva solo più in un punto al margine del ghiacciaio. Probabilmente il trovarsi la fronte glaciale sopra tutta la zona rocciosa precipitosa del Forbes avrà favorito la sua rapida discesa come è solito e naturale.

La Carta (*Travellers map of Monte Rosa – 1856*) annessa al lavoro del King non ha valore speciale.

L'avanzamento glaciale indicato dal King pare siasi continuato ancora, probabilmente però diminuendo, fin verso il **1859**; infatti nello splendido Album di V. Sella e D. Vallino « *Monte Rosa e Gressoney* » (Biella. 1890) è riferito a pag. 33 che: « Per testimonianze autorevoli si è potuto assodare che l'avanzamento, comunque in minori proporzioni, pur continuò a tutto il 1859, tanto che il Barone Luigi de Peccoz potè segnare in quell'anno il massimo progresso superiormente all'attuale sentiero dell'Alpe Salzia sopra un masso colossale ivi lasciato dal ghiacciaio ».

Il Monterin esaminando « *Il Ghiacciaio del Lys al M. Rosa dal 1901 al 1917* » (Riv. geogr. ital., XXV, 1918), riferisce anche che suo padre gli fece osservare che verso il 1859 il ghiacciaio del Lys si fosse tanto avanzato da coprire, quasi per intiero, sin vicino alla stretta di Cortlys, la zona pianeggiante estendentesi sotto la diga rocciosa di Forbes.

Il vecchio Carlo Bieler, che potei interrogare nella sua casa di Tolo presso Biel, dopo avermi accennato alla grande fase di ritiro (del 1844), mi assicurò che verso **1856-59** la porta del Ghiacciaio del Lys era a quasi 100 m. dal ponte dell'Alpe Cortlis, dopo di che il ghiacciaio in complesso andò ritirandosi, ciò che diede origine a questioni di interessi e liti durante oltre un decennio.

E' a questo periodo della seconda grande avanzata storica del Ghiacciaio del Lys che dobbiamo attribuire una parte (quella interna e generalmente più bassa) della grande, alta, complessa morena laterale che accompagna sui due fianchi la fiumana glaciale, oggi invece relativamente tanto ingracilita e depressa; ed è forse allo stesso periodo che è riferibile l'arco morenico (più interno e più basso di quello del 1820) che osservasi sulla destra della vallata poco a Nord del ponticello dell'Alpe Cortlis; vi si nota pure un laghettino di sbarramento morenico.

Il Dainelli in « *Alcune Osserv. Ghiacc. vers. It. d. M. Rosa* » (1) scrive che: « ad un grande avanzamento in quel torno di tempo alludono le voci raccolte dalla guida Carlo Squindo da vecchi di Gressoney-la-Trinité; che cioè 40 anni fa (verso il **1860**) il ghiacciaio fosse tanto progredito da essere vicino alla stretta di Cortlis »; e nel seguente lavoro sopra « *Il Ghiacciaio del Lys* » (1911) accenna a pag. 32 che « alla data del suo massimo avanzamento (*1859*) si può pensare che la fronte del ghiacciaio fosse a circa 150 m. dai limiti del 1820 ».

La Carta Svizzera Dufour al 100 000 (Blatt. XXIII, 1ª ed. 1862; 2ª ed. 1869) è, per quanto interessa la regione in esame, quasi solo la riproduzione di quella sovracitata degli Stati Sardi, con qualche aggiunta (per esempio delle morene mobili) ricavata dalla Carta degli Schlagintweit, per cui non ha valore proprio.

Ben altra importanza ha invece per le nostre ricerche la bella Carta al 100 000 intitolata « *The Valpelline, the Valtournanche a. the South. Valleys of the Chain of Monte Rosa* » rilevata in **1865-66** da Adams-Reilly, la quale ci mostra che non solo nel Ghiacciaio del

(1) Boll. C. A. I. – 1902 – Vol. XXXV, n. 68.

Lys era cessato quell'avanzamento che nel 1854 era apparso tanto stupefacente al King, ma che anzi vi si era già prodotto un ritiro di oltre 200 m., per cui la sua punta finale (che giungeva appena più presso il termine del sentierino e del torrente scendenti dal Bettolina) distanziavasi dai casolari di Cour de Lys di oltre mezzo chilometro secondo detta carta. ciò che però potrebbe essere un po' esagerato; probabilmente allora la fronte glaciale giungeva ancora a coprire parte della zona rocciosa di Forbes.

Risulta però chiaro ad ogni modo che dopo il 1859 cominciò per il Ghiacciaio del Lys un nuovo regresso.

Una vecchia, interessantissima, fotografia panoramica (Tav. III, fig. 1), presa probabilmente **un po' prima del 1870**, mostra la fronte glaciale ancora avanzatissima, tanto da toccare persino le famose roccie di Forbes sulle quali cadeva, in cascatella, il torrentello scorrente sulla destra del ghiacciaio. Questa fotografia mostra pure quanto meno apparenti fossero allora le varie emersioni rocciose nella parte media e superiore del ghiacciaio, per il che riesce utile il confronto di detta fotografia di mezzo secolo fa con quelle più recenti, per esempio del 1891 e del 1911 (Tav. III, fig. 3 e 4).

La Carta al 100 000 di M. De Dechy « *A Monte Rosa esopart* » (**1873**, Budapest), che non ebbi in esame, sarebbe secondo il Dainelli costruita in base alla Carta Sarda, ma egli accenna (nel suo lavoro del 1902) che tale carta mostra un ritiro notevole del Ghiacciaio del Lys.

La fotografia che V. Besso prese della regione frontale del Lys verso il **1880** ci mostra questo ghiacciaio enormemente arretrato, ingracilito (tanto che il noto salto roccioso di sinistra era scoperto più di quanto appaia in alcun' altra fotografia posteriore); la sua fronte era tutta mascherata da abbondante detrito morenico; tutto ci indica una fase di regresso straordinario (Tav. III, fig. 2).

La buona Carta topografica al 50 000 rilevata nel **1884** dall'Istituto Geografico Italiano diede finalmente una rappresentazione abbastanza precisa di tutto il Ghiacciaio del Lys, compreso il vasto bacino di raccoglimento che generalmente era un po' impicciolito nelle carte precedenti.

Quanto alla regione frontale essa ci mostra un enorme ritiro (1) verificatosi dopo il 1865 (ultimo rilevamento per opera di Adams-Reilly) o piuttosto dal 1859, momento nel quale la fronte glaciale presentò l'ultima notevole spinta in avanti.

Infatti allora (1884) la fiumana glaciale, prima allungata e serpeggiante, essendosi straordinariamente ritirata (lasciando allo scoperto, forse già verso il 1870, le roccie che il Forbes aveva viste nel 1844 e che poi erano state ricoperte dal ghiacciaio), si presentava quasi come una lingua irregolarmente troncata, tagliata, specialmente a destra, ancora un po' estesa obliquamente a sinistra, che aveva la sua porta principale situata ben più in alto che non prima, cioè a circa 2159 m., e distante 1100 m. dall'Alpe Cortils.

Cioè la fronte glaciale del Lys si era ritirata di quasi un Km. dalla sua ultima avanzata nel 1859 ; il che indica un regresso medio di quasi 40 m. all'anno (ciò che è forse esagerato) naturalmente con variazioni secondo le annate. Inoltre detta fiumana glaciale erasi anche notevolmente ristretta, ingracilita pure di spessore, per modo che mostravasi affondata tra le sue morene laterali e lasciava allo scoperto, a sinistra, uno spuntone di banchi gneissici, inclinati dolcemente a S. O. e fortemente levigati, tra il margine sinistro del ghiacciaio e la sua morena laterale sinistra stata depositata trent' anni prima all'incirca.

Questa carta top. dell' I. G. M., alla quale furono fatte alcune correzioni secondarie nel giugno del 1897, venne quasi solo ricopiata nelle posteriori edizioni della Carta svizzera (Dufour), per cui questa non è il caso di esaminarla.

Nel **1890** i signori V. Sella e D. Vallino illustrando il « *M. Rosa e Gressoney* » col loro splendito album, nel capitolo che si riferisce al ghiacciaio del Lys indicarono, a pag. 32, riguardo alle sue grandi morene laterali, che « il ciglio di quella sinistra è addirittura un 60

(1) In base ai dati di fatto si può indicare il *1884* come un anno di grande ritiro, ma probabilmente non fu quello di massimo ritiro (forse verificatosi pochi anni prima) di quella fase glaciale regressiva.

metri al disopra di quello attuale del ghiacciaio ». Inoltre colla fotografia intitolata « Cortlis, 1890 » mostrano lo stato della fronte glaciale allora molto ritratta, sia anteriormente dalle roccie di Forbes, sia lateralmente dalla grande morena destra. Come pure nella fotografia denominata « L'ultima rupe abbandonata dal ghiacciaio, sopra Cortlis » (1) è magnificamente precisato l'ingracilimento generale ed il ritiro laterale sinistro del ghiacciaio tanto da lasciare allo scoperto un'ampia gradinata rocciosa, come si è già notato commentando la Carta topografica del 1884. Infine detti autori indicano a pag. 33 che « Per queste oscillazioni del ghiacciaio, la famiglia Peccoz a cui appartengono questi pascoli, ricorda di aver dovuto cambiare tre volte il sentiero, essendo state le due prime sedi invase successivamente. Ora è conservata la più bassa ».

Però il Dainelli a pag. 60 di « *Alcune osservazioni sui Ghiacciai versante italiano M. Rosa* » (1902) ed a pag. 33 del suo lavoro sopra « *Il Ghiacciaio del Lys* » (1901) dubita che dopo il 1884 il ghiacciaio siasi avanzato un poco sin verso il **1889**, osservando che le fotografie del lavoro di Sella e Vallino mostrano tali caratteri nella fronte glaciale (netto limite dei bordi, scarsa copertura dei materiali morenici) che si addicono ad una fase di avanzamento, non di ritiro; idea a cui si associò più tardi il Monterin nella sua recente nota sopra « *Il Ghiacciaio del Lys al M. Rosa*, ecc., 1918 ».

Questo breve periodo di avanzamento **1885-1890** e forse anche per qualche anno dopo fin **verso il 1894**, è probabile che siasi verificato, accordandosi assai bene con fenomeni analoghi mostrati verso quel tempo da altri ghiacciai delle Alpi occidentali; inoltre esso ci è confermato dal fatto che il Monterin nelle sue « *Oss. Ghiacc. Gruppo M. Rosa* » (1914), ricorda che verso il **1898** la fronte glaciale si trovava ancora poco oltre (dietro) la recente morenula frontale arcuata che egli delinea nella sua fig. 9 e che probabilmente quindi fu depositata in un breve periodo anteriore di stasi relativa non prima del

(1) Secondo gentile comunicazione del Sella detta fotografia (474 *b* del suo Catalogo), come l'altra dei Seracchi (474 *a*), sono del luglio **1888**.

1890, forse **verso il 1890-94**, dopo di che la lingua terminale del ghiacciaio ripigliò il movimento di regresso complessivo.

Nel luglio del **1891** il cav. Fr. Casanova prese una fotografia panoramica (Tav. III, fig. 3) del Ghiacciaio del Lys il quale ci appare un po' più esteso ed avanzato che non all'epoca della precedente fotografia Besso.

In « *Alcune Oss. sui Ghiacciai del versante italiano del M. Rosa* » (1) il prof. Dainelli, avendo visitato il ghiacciaio del Lys in fine agosto **1901**, constatò alcuni spostamenti nelle morene (viaggianti) dal 1884 al 1901, diede uno schizzo rappresentante la fronte glaciale e due disegni (da fotografie), uno della fronte del ghiacciaio (da poco sopra Cortlis, il 27 agosto) ed uno della bocca del ghiacciaio (il 29 agosto 1901). La bocca era crepacciata, a contorno irregolare, suddivisa in due brevi lingue mamellonari (la destra più piccola ma più avanzata) fra cui fuorusciva il torrente. Dinnanzi alla lingua di destra vi era una piccola morena e davanti alla lingua di sinistra due morene vicine e subparallele; queste morenule frontali giovani, subrettilinee, distanti dal ghiacciaio circa 60 m., attestavano un recente e breve periodo stazionario (forse in relazione al periodo di leggera avanzata che dubito siasi verificato dal 1885 fin verso il 1894), dopo il quale la fronte glaciale continuò la sua graduale, grande ritirata, iniziata col 1860.

Il Dainelli osserva inoltre che *dal 1884 al 1901* era diminuita l'estensione del ghiacciaio attorno alle roccie che costituiscono il Naso, come pure si presentava accresciuto lo spuntone roccioso che emerge alla base del ramo orientale del ghiacciaio; però indica che nel 1901 la fronte aveva su per giù i limiti che presentava nel 1884. Frattanto nel 1901 egli collocò un segnale a sinistra del torrente sopra un grosso masso situato a 79 m. dalla bocca del ghiacciaio.

Nel 10 agosto **1902** il Dainelli ritornò ad esaminare la fronte glaciale del Lys e nella sua nota « *Sull'attuale ritiro dei ghiacciai del*

(1) Boll. C. A. I., Vol. XXXV, n. 68, 1902. Tali osservazioni sono poi sintetizzate nella nota sopra lo « *Stato attuale dei Ghiacciai del M. Rosa* ». Rend. R. Acc. Lincei, Vol. XI, Serie V, 1902.

versante ital. del M. Rosa » (1) riferì che la bocca, spostatasi alquanto verso occidente, si era ritirata di 25 m. dall'estate precedente (poichè il segnale fatto nel 1901 a 79 m. dalla bocca glaciale trovavasi invece a circa 104 m.); assai più accentuata era la concavità centrale dove stava la bocca; più assottigliate e strette le lingue terminali, specialmente quella di sinistra.

Egli inoltre osservò che le due piccole morene frontali giovani, sovraccennate, erano assai deteriorate nella loro forma, in ispecie quella sinistra che continuavasi verso il ghiacciaio con un ammasso irregolare di massi e detriti; a destra della bocca, addossato proprio alla fronte, eravi un alto cono morenico recente, cioè causato dal forte ritiro verificatosi nell'ultimo anno.

Nell'agosto **1904**, come egli indica in « *Alcune Not. sopra i Ghiacciai delle Valli di Gressoney e di Ayas* » (2), il prof. Dainelli rivisitò il ghiacciaio di Lys, trovando che la sua fronte aveva il fianco destro un po' assottigliato colla relativa lingua stretta, appuntita; mentre che la lingua sinistra era quasi sparita, arretrata, a margine curvilineo fin quasi alla base del noto salto roccioso; sopra di questo salto il ghiacciaio seraccato, ch'erasi già abbassato nel 1902 rispetto al 1901, si era ancor più ritirato per modo che detti seracchi non potevano più cadere ai piedi della parete rocciosa. Le piccole morene giovani non erano più riconoscibili nell'uniforme distesa di materiali morenici; piccoli coni detritici si addossavano alla lingua destra, di fronte alla quale (dalla sua estremità al torrente glaciale) si trovava una nuova piccola morena subarcuata; un'altra morenula analoga, solo un po' più estesa, fronteggiava l'ondulato margine anteriore di sinistra del ghiacciaio, come è delineato nella fig. 6 di pag. 267, mentre la fig. 7 mostra la fronte del ghiacciaio nell'agosto 1904.

L'impressione complessiva era di una fronte (nereggiante di detriti) in ritiro; però il segnale fatto nel 1901 a 79 m. dalla fronte glaciale, trovato nel 1902 a 104 m., era nel 1904 a solo 95 m., il che

(1) Boll. Soc. Geol. It., Vol. XXI, 1902.

(2) Zeitschr. für Gletscherkunde, I, Berlin, 1906.

indica un avanzamento di circa 9 m. dal 1902 al 1904; probabilmente dal 1902 al 1903 vi era stato un ulteriore ritiro, mentre dal 1903 al 1904 vi fu un avanzamento. Sono le solite piccole oscillazioni secondarie che talora del resto corrispondono semplicemente a diversi periodi di uno stesso anno. L'altezza della bocca del ghiacciaio era allora di circa 2154 m., cioè assai prossima a quella di 2159 m. trovata dall'I. G. M. nel 1884.

Infine nell'agosto del **1910** il prof. Dainelli ritornò ancora ad esaminare e misurare il ghiacciaio del Lys facendovi un importante rilevamento fototopografico al 20 000 che pubblicò, con annesse osservazioni e vari disegni tratti da fotografie, nel suo lavoro intitolato appunto « *Il Ghiacciaio del Lys* » (1).

Allora la fronte glaciale (di cui è dato il disegno alla fig. 9 e che specialmente qui ci interessa) si spingeva sin quasi a 2180 metri senza potersene precisare i limiti in causa dei materiali morenici che l'ammantavano; a sinistra presentava una specie di rientranza corrispondentemente ad un salto roccioso del fondo rimasto in parte scoperto dal ghiacciaio; la bocca si trovava a 2182 m. s. l. m.

Davanti alla fronte glaciale, ai due lati del torrente, si potevano distinguere fra gli accumuli morenici (non molto rilevati ed un po' disordinati) due piccoli archi depressi e corti stati depositati poco tempo prima dalle rispettive due lingue frontali.

In complesso la fronte glaciale mostrava i segni di un recente ritiro essendo straordinariamente coperta da materiale morenico tanto che era difficilmente riconoscibile il limite del suo margine destro.

Prova ne era il fatto che il segnale sovracitato distava allora 164 m. dalla bocca, indicando un *ritiro di 69 metri* **dal 1904 al 1910**.

Nell'estate del **1911** il sig. I. Brocherel prese una fotografia panoramica del Ghiacciaio del Lys, la quale ce lo mostra molto ingracilito e colle sue tipiche morene vecchie e giovani (Tav. III, fig. 4).

Nel settembre del **1913** il Dott. Monterin, amantissimo e studio-

---

(1) Boll. Sez. Fiorent. C. A. I., Anno II - N. 5 - Firenze, 1911

sissimo della sua valle nativa, faceva speciali « *Oss. sui Ghiacciai del Gruppo del M. Rosa nel versante di Ayas e di Gressoney* » (1).

Egli notò che dal 1890 al 1913 circa il ghiacciaio era diminuito molto di potenza, mentre la sua lingua terminale retrocedeva di parecchie diecine di metri e si presentava ovunque coperta da abbondante materiale morenico, per cui il ghiaccio appariva solo un po' alla bocca del Ghiacciaio, come mostrano le sue figure 5, 6 ed 8.

Il Monterin indicò inoltre che davanti alla fronte glaciale vi erano allora due principali giovani morene arcuate, ma irregolari ed interrotte; cioè una piccola morena frontale, a grande semicerchio un po' tortuoso, incisa dal torrente subglaciale e poi, dietro la prima, parecchie morenule sparse subarcuate e subconcentriche sin presso la fronte glaciale, come è delineato nel suo schizzo di fig. 9.

Il lobo destro della fronte glaciale, che era stato ben segnato dal Dainelli come diminuente dal 1901 al 1910, era nel 1913 ormai staccato dal ghiacciaio e ridotto a piccoli accumuli di ghiaccio morto coperto da materiale morenico. Così pure il lato sinistro presentava un grosso solco di ablazione che, dalle vicinanze della bocca, si dirigeva verso N. E. per cui si poteva dubitare che finisse per staccarsi dalla massa glaciale principale.

Sul fianco sinistro della lingua glaciale del Lys, dove appare il noto salto roccioso, si vedeva allora che il ghiacciaio crepacciato, giungendo su detto salto e precipitando tratto tratto in frana (durante l'estate quando è maggiore il movimento glaciale) originava, alla base del salto stesso, un piccolo ghiacciaio rimaneggiato con crepacci trasversali; di esso il Monterin dà una fig. (7) presa dalla stazione fotografica (B) stabilita su di un grosso masso di fronte al salto roccioso all'inizio della morena laterale interna, verso i 2225 m. s. l. m. e contrassegnato in minio M S U.

(1) Boll. Glac. It., N. 1. – Roma, 1914.

Ricordo che il Monterin distingue nel bacino glaciale del Lys un ramo destro od occidentale, che denomina *Ghiacciaio di Felikjoch*, ed un ramo sinistro od orientale che denomina *Ghiacciaio di Lysjock*.

Riguardo alla bocca del ghiacciaio il Monterin osservò che mentre nei primi di giugno 1913 non appariva neppur cenno della così detta porta glaciale, questa si formò poco a poco durante la estate (vedi fot. del settembre, nella fig. 8), tanto che ai primi di ottobre essa era già alta circa 3 m. e presentava inoltre, al disopra, grosse screpolature semicircolari che facevano pensare ad un ulteriore allargamento come già fu osservato nel 1881.

Quanto al grosso masso segnato dal Dainelli fuori del cerchio morenico frontale, il Monterin constatò che nell'agosto (1913) distava dalla bocca metri 177 circa (invece dei 164 m. notati dal Dainelli nel 1910); per cui si ebbe un ritiro di quasi 13 m. indicante un regresso medio di quasi 4 m. all'anno.

Intanto il Monterin stabilì 5 nuovi segnali (M) su grossi massi erratici attorno alla fronte glaciale (v. il suo rilievo nella fig. 9), ed uno $\overset{M}{\underset{4}{\leftarrow}}$ sulla roccia levigata del noto salto di sinistra; egli notò in proposito che, mentre il 5 agosto il ghiaccio distava dal segno (in direzione ovest) m. 60,60, il 24 settembre ne distava già m. 62,50; invece il margine frontale destro del ghiacciaio che il 5 agosto distava da un grosso masso (segnato $\overset{M}{\underset{5}{\rightarrow}}$ e sito pressochè al livello di detto salto roccioso) metri 11,40, il 24 settembre ne distava m. 12,50. Cioè in poco più di un mese e mezzo si era verificato nel primo caso il ritiro di circa 2 m. e nel secondo di poco più di 1 m.; ciò che è in rapporto colla differente posizione e pendenza, nonchè con la diversa copertura e quindi protezione morenica. Infine il Monterin dispose opportunamente un allineamento di pietre colorate attraverso il così detto *plateau* del Lys per potere poi riconoscere il movimento della sua massa glaciale.

Il Dott. Monterin continuò ad esaminare in diversi mesi estivi del **1914** e **1915** la fronte glaciale del Lys presentandone i dati nel suo recente lavoro « *Il M. Rosa ed i suoi ghiacciai* » (1) ; tralasciando i dettagli per i quali rinvio a detto studio, noto solo che dalle misure

(1) Boll. Comit. glaciol. ital. – N. 3 – Roma, 1918.

fatte risultò che nel biennio 1914-15 si ebbe un avanzamento generale, più regolare e più accentuato però nel 1915; ciò non solo nella fronte ma anche in alto.

Infatti il Monterin ricorda, per es., che lo spuntone roccioso quotato 2782 nella Carta dell'I. G. M., rilevata nel 1884, epoca in cui esso emergeva isolato tra il ghiacciaio, ed in seguito era raggiungibile dalla morena laterale destra senza toccare il ghiacciaio (vedi per es. la fot. Brocherel 1911 in Tav. III, fig. 4), dal 1914 in poi fu di nuovo circondato completamene dal ghiaccio (Tav. II, fig. 9) come nel secolo scorso (Tav. III, fig. 1 e 3).

Due fotografie (fig. 4 e 5) del Ghiacciaio del Lys pel 1915 sono date dal Monterin in detto lavoro del 1918, oltre ad un diagramma (fig. 2) del movimento glaciale al *plateau* del Lys dal 1913 al 1914.

Riguardo a tale movimento glaciale è a notare che esso risultò maggiore nella parte mediana che in quelle laterali (con un massimo di 71 m., cioè in media circa 20 cm. al giorno) mentre andò diminuendo verso i lati (con brusco rallentamento contro i fianchi), ciò che è noto ed è in rapporto coll'attrito, ecc.; ma è pure interessante che lo spostamento o velocità della massa glaciale fluente fu maggiore (circa 17 m. al massimo) a destra che a sinistra (V. anche in proposito il recente lavoro del Monterin « *Il Ghiacc. del Lys al M. Rosa dal 1901 al 1917* » Firenze, 1918). Tale differenza di velocità è spiegabile considerando che a destra il ghiacciaio del Lys ha un percorso più rettilineo, più inclinato e senza gli ostacoli rocciosi che incontra a sinistra.

Nel 1914 (sec. il Monterin) la fronte glaciale aveva riassunto la forma che aveva (sec. il Dainelli) nel 1901, colla ricomparsa delle due lingue o lobi secondari. Contemporaneamente la fronte glaciale era aumentata d'altezza, con enorme rigetto di materiali detritici; il torrente subglaciale presentava trasmigrazioni dal principio alla fine dell'estate. Il 27 settembre 1915 il Monterin pose un nuovo segnale sopra un grosso masso gneissico distante circa 14 metri dal ghiacciaio frontale.

In altra recente nota sopra « *Il Ghiacciaio del Lys al M. Rosa*

dal 1901 al 1917 » (Riv. Geogr. ital., XXV, 1918) il Dott. Monterin, dopo avere riesaminato le variazioni della fronte glaciale del Lys dal principio del secolo corrente al 1915, secondo le osservazioni del Dainelli e sue, unendovi interessanti diagrammi e schizzi dimostrativi, ricorda che ai primi di ottobre del **1916** suo fratello non trovò più i suoi segnali frontali 1 e 2 travolti dal ghiacciaio nella sua rapida avanzata, risultando un avanzamento glaciale di 18 metri da 24 settembre 1915, cioè in un anno circa.

Nella stessa nota il Monterin aggiunge che in una sua visita al Ghiacciaio sui primi di luglio **1917** esso mostrava chiaramente (per netto limite dei bordi, scarsa copertura di materiali morenici, ecc.) di essere in fase di avanzamento, che gli risultò di circa 38 metri dai primi di ottobre **1916** ai primi di luglio **1917**. I due lobi secondari frontali (divisi da una concavità in cui si apriva la bocca) descritti dal Dainelli nel 1901, a poco a poco scomparsi in seguito, poi lentamente riformatisi dal 1914 in poi si erano ancora meglio sviluppati; il lobo sinistro largo, cupoliforme, crepacciato radialmente, con una parete frontale alta una ventina di metri; il lobo destro appuntito, un po' degradante, mascherato da abbondante materiale morenico. La bocca era rientrante ed il lobo sinistro la sopravanzava di circa 15 metri.

Il segno 3, che nel 1913 trovavasi sull'allineamento frontale dei segni 1 e 2, era a contatto col fianco sinistro del ghiacciaio, la cui fronte lo sopravanzava di ben 60 metri.

Anche presso al piano superiore al salto roccioso di sinistra il fianco del ghiacciaio si era allargato di ben 22 metri; pure il fianco destro, secondo i segni postivi, si era allargato di m. 15,50 dal 1915 al 1917.

Naturalmente anche nel complesso la massa glaciale del Lys si era accresciuta di spessore, innalzandosi a mezza costa delle pareti interne delle morene laterali; i suoi bordi si presentavano generalmente alti, crepacciati, inaccessibili; anzi il ghiacciaio lateralmente aveva già raggiunto regioni ricoperte da vegetazione erbacea ed anche arborea, minacciando larici di 2 metri d'altezza.

Ritornato al Ghiacciaio del Lys il 16 settembre **1917** il Monterin vi collocò nuovi segnali e dai precedenti ricavò che dal luglio al settembre si era verificato un lieve avanzamento frontale e viceversa un generale ritiro sui fianchi; le morene di sponda erano connesse a quelle di nuova formazione notevolmente aumentate durante l'estate; così un gran masso di Gneiss (segno 5 A) stato sospinto avanti dal ghiacciaio durante l'inverno, fu abbandonato nell'estate dallo stesso margine glaciale ritiratosi di circa 4 m.

La piccola rupe che si presentava scoperta nel 1913 ad ovest del salto roccioso di sinistra era di nuovo completamente ricoperta dal ghiacciaio. Allora la porta glaciale si mostrava molto rientrante, foggiata a mezza scodella lunga circa 20 metri ed alta 10 metri.

Tutta la distesa dove si sviluppava ancora nel 1913 la serie delle morenule frontali, descritta e figurata dal Monterin, era stata invasa dalla fronte glaciale avanzante: questa fronte terminava con una parete svasata fra i due sovraccennati lobi, alta un centinaio di metri circa e con una pendenza di 55°, provanteci così non solo l'avanzata ma anche l'accrescimento di volume della massa glaciale.

Il 4 agosto **1917** visitai anch'io il ghiacciaio del Lys che appariva alquanto rigonfio. La fronte era alta, tutta crepacciata largamente in senso subverticale-radiale. Lungo tutto il suo margine esisteva una linea di accumuli detritici, cioè una morenula in formazione; a pochissima distanza si trovavano archi morenici relativamente giovani, concentrici, sbrecciati davanti alla porta del ghiacciaio per l'azione del torrente subglaciale (Tav. III, fig. 5 e 6).

Sul margine sinistro, al noto salto gneissico, il ghiacciaio meravigliosamente seraccato appariva più potente e nascondeva più area rocciosa che negli anni precedenti (confrontisi colle fot. di Sella 1888 e di Monterin 1913). Evidentemente il ghiacciaio era entrato in una fase di avanzamento abbastanza accentuato (Tav. III, fig. 7 e 8).

Esaminando poi l'apparato morenico antico e moderno del ghiacciaio del Lys potei fare le seguenti osservazioni.

La grande morena laterale sinistra alta e vecchia mostra chiaramente di constare di almeno due morene principali, cioè: una

morena esterna (probabilmente del periodo 1820) inerbita ai due lati, anzi parzialmente ricoperta da terriccio bruno, prodotto di antica alterazione vegetale, con enormi massi sparsi (anche di 5 a 6 m. di diametro); ed una morena un po' più interna, più giovane, inerbita solo all'esterno, di aspetto fresco nell'interno, probabilmente depositata nel periodo culminante nel 1859, con sparsi massi anche assai grandi, ma in complesso meno voluminosi che non quelli della morena esterna più vecchia.

Generalmente appare una terza morena interna più bassa, di aspetto assai fresco, probabilmente depositata nel periodo 1890-1894.

Subito a monte del sovraccennato salto gneissico si nota molto bene la distinzione fra la vecchia, alta morena del 1820 e la più interna bassa gracile, acuta, del 1859 (che sviluppasi ancor più nettamente in basso), oltre alla morenella molto più bassa e meno spiccata, del 1890-94.

Infine sul margine tutto crepacciato del ghiacciaio si va ora depositando una morena laterale, gracile, bassa, a massi e detriti instabili, caoticamente ammonticchiati; morenula odierna che, dove il margine del ghiacciaio non è foggiato ad alta parete crepacciata ma termina quasi ad unghia, stendesi sul ghiacciaio stesso, come morenula semiviaggiante ma essenzialmente in via di deposizione.

Più a monte vedesi che, mentre le morene vecchie (1820 e 1859) vanno scomparendo per la forma della parete scoscesa, rocciosa oppure franoide, dell'Hohelicht, che non ne permise la costituzione o ne originò la distruzione, invece le morene giovani sono anche 3 o 4, subparallelamente allineate alle falde dell' Hohelicht a S. O. di un grosso spuntone gneissico non quotato, dal quale esse cominciano ad apparire ed a svilupparsi.

Più in alto ancora, tra la zona di nevato che ammanta le falde del crestone roccioso sostenente il ghiacciaio di Garstelet ed il grande ghiacciaio del Lys (ramo orientale) vi è una specie di striscia morenica scendente dal rilievo di Capanna Gnifetti ma il cui materiale detritico sparso viene poi presto in gran parte inghiottito dalle crepaccie e mascherato dalla neve.

Facendo una sezione attraverso il famoso *Plateau* del ghiacciaio del Lys, da sinistra a destra, dopo avere abbandonate le suddette morene vecchie e giovani nonchè quelle in formazione, si tagliano due tipiche morene viaggianti; prima quella medio–laterale sinistra scendente dallo spuntone 2884, e poi quella medio–laterale destra assai più grande ed alta (poichè risultante dalla riunione di due notevoli morene) che scende dal grande affioramento gneissico del Naso.

Sulla parte destra della fiumana glaciale in esame vi è traccia, sia in alto (a Sud dello spuntone 2782), sia in basso (verso la terminazione), di una morenula scarsa e sparsa che finisce col diventare laterale.

Seguono, sul margine destro del ghiacciaio, una o due morenule laterali di destra semiviaggianti od in via di deposizione. Infine si arriva alla grande morena alta, vecchia, laterale destra che spesso appoggiasi alla roccia levigatissima, tanto che talora verificansi sorgentelle nell'interno del cordone morenico in causa di tale sovrapposizione di un deposito permeabilissimo, quale è quello morenico, sopra uno impermeabile come è lo gneiss compatto.

Nel complesso dell'apparato morenico di destra si possono fare alcune distinzioni; cioè la morena più vecchia (sinteticamente del 1820); verso monte è mal conservata, appunto perchè più antica e quindi stata più erosa dalle acque pluviali e torrenziali, guasta dalle frane e dalle valanghe, ecc.; invece più in basso sul fianco del *Plateau* (l. s.) essa comincia a presentarsi come collinetta lineare anche a cresta bifida o trifida, inerbita d'ambo i lati; in seguito (dopo una lieve angolosità prodotta da un piccolo cambiamento di direzione nell'andamento antico ed attuale della fiumana glaciale) la morena vecchia in esame, dopo essersi un po' ramificata (persino con 4 o 5 digitazioni) in detta regione di angolosità, diventa relativamente più elevata, più spiccata, generalmente bifida nella sua regione frontale, scendendo rapidamente verso valle, dove termina appunto in modo bifido un po' irregolare.

Notai che in qualche punto della sua regione terminale questa morena vecchia del 1820 è coperta da un deposito (probabilmente

formatosi verso il 1859) caotico di massi angolosi, spesso grossissimi (anche 7 od 8 m. di diametro) di aspetto fresco, relativamente recente, che paiono quasi scaricati sulla morena vecchia inerbita.

La morena del 1859 (l. s.) vedesi ancora abbastanza ben conservata verso monte, cioè ben oltre l'altezza dello spuntone roccioso 2782, a facies relativamente fresca; a cresta assai spiccata, semplice verso monte e bifida od anche trifida verso valle, originando poi (assieme alla morena vecchia esterna sovraccennata) una lunga depressione talora occupata dalla neve e talora da un po' di acqua a foggia di laghettino intermorenico il cui emissario incide la morena del 1859.

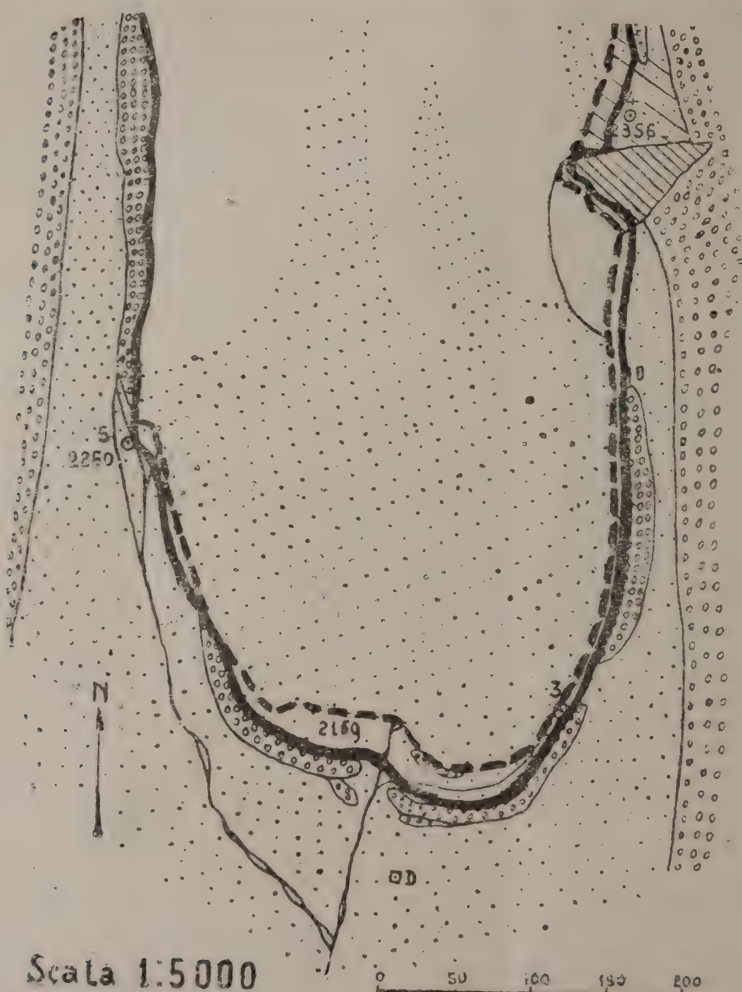
Questa morena del 1859 mentre dapprima è più elevata di quella esterna del 1820, invece più a valle, dopo la sovraccennata angolosità, diventa rapidamente più bassa, più gracile, meno individualizzata, appoggiandosi al fianco interno della morena 1820, dalla quale viene quindi ad essere racchiusa; essa va poi sempre più rapidamente degradando, ma nello stesso tempo suddividendosi in tante morene secondarie (6 o 7), dapprima laterali, che poi accasciandosi e dolcemente arcuandosi, diventano latero-frontali di destra e rappresentano altrettanti momenti di sosta nella fase, complessivamente di regresso, verificatasi in questi ultimi cinquant'anni, giungendo sino alle morenule marginali di origine odierna.

Di queste morenule recenti alcune veggonsi quasi viaggianti in alto sul margine del ghiacciaio e scomparirvi inghiottite dalle numerose crepaccie, poi ricomparire in basso alla fronte glaciale; anzi dinnanzi a detta fronte alcune (2 o 3) morenule si presentavano distanziate pochi metri dalla fronte stessa a foggia di semiarchi irregolari, depressi, schiacciati dalle nevi invernali, abrasi dalle pioggie estive, sbrecciati dai torrentelli di origine subglaciale, ecc.

La porta del ghiacciaio si presentava nel 1917 tutta crepacciata profondamente in senso obliquo e subverticale.

Il dott. Monterin nell'estate del **1918** potè riesaminare il ghiacciaio del Lys e volle gentilmente comunicarmene i risultati che, ringraziandolo, qui riferisco a recente complemento della storia di tale importante ghiacciaio, unendovi il relativo disegno schematico.

La graduale avanzata della fronte del ghiacciaio in questione, iniziatasi nel 1913 e continuata negli anni successivi, si era mantenuta regolare anche nell'anno 1918 distruggendo le morenule frontali.



Aree con lineette oblique = Sprone gneissico.
Aree con cerchietti = Colline e cordoni morenici (1).
Aree con puntini fuori del Ghiacc. = Terreno alluv. morenico.
Aree con puntini sopra il Ghiacc. = Terreno mor. viaggiante.
Linea crassa nera interrotta = Margine della lingua glaciale nell'estate del 1917.
Linea crassa nera continua = Margine della lingua glaciale nell'estate del 1918.

(1) Gli anteriori o frontali, depositati nel 1890–94, furono asportati nel 1919 dalla fronte glaciale avanzante.

Infatti nelle sue rapide visite della passata estate (20–22 giugno, 22 agosto 1918) il Monterin trovò il ghiacciaio tanto avanzato da raggiungere l'arco morenico frontale che egli crede segnasse il limite raggiunto verso il 1890 (Vedi fig. schematica al 5.000).

La lingua era quasi uniforme dal salto roccioso al segno 5, con una notevole rientranza in corrispondenza della bocca glaciale.

Durante le due prime visite (20-22 giugno) il torrente glaciale, come al solito nei mesi primaverili, usciva dalla base del lobo destro anzichè dalla vera bocca. In agosto però il T. Lys aveva di nuovo ripreso il suo antico decorso, ma comparve anche un notevole torrente esternamente all'arco morenico frontale in corrispondenza del lobo sinistro.

Il piccolo ghiacciaio rimaneggiato ai piedi del salto roccioso appariva un po' diminuito in superficie ma enormemente aumentato in potenza tanto da essersi innalzato sul fianco interno della grande morena ed aver diminuito la sua distanza dallo spigolo roccioso sul quale la grande massa sovraincombeva con un' alta parete.

Infatti anche al piano superiore del sopradetto salto roccioso il ghiacciaio erasi di tanto allargato (metri 13,40 dal 1917 al giugno 1918 e m. 9 dal 22 giugno al 22 agosto) che la parte scoperta di tale salto andò sempre più diminuendo.

Il segno 4 A che al 22 giugno 1918 distava dal ghiacciaio metri 13 (misura presa secondo la direzione della freccia), al 22 agosto distava solo più 4 metri, per cui il Monterin credette opportuno stabilire un altro segnale (4 B), sempre su roccia in posto e nella medesima direzione, a metri 11,40 dal primo.

Siccome anche il fianco destro si era allargato alquanto e siccome inoltre la brusca svoltata del limite del ghiacciaio notata nel 1917 dal Monterin un po' a nord del segno 5 si era avanzata tanto da travolgere fra poco il masso portante il sovradetto segno, così egli ne stabilì un altro (2-5 ↑ M) alla distanza di metri 30 dal ghiacciaio su un grosso masso gneissico a circa 10 metri in basso a destra del segno primitivo.

Nel seguente specchietto sono raccolte le varie misurazioni fatte dal Monterin nel 1917 e 1918 per i relativi confronti.

	segno caposaldo	segno 4	segno 5 B
17 sett. 1917	m. 75	m. 26,40	m. 19,50
22 giugno 1918	m. 55	m. 13,00	m. 12,00
22 agosto 1918	m. 54	m 4,00	

Dal suo esame si constata che in meno di un anno, dal 1917 al 1918, oltre ad un avanzamento frontale di m. 21 ed un allargamento laterale a destra di m. 7,50, si ebbe sovratutto un notevole progresso sul fianco sinistro in corrispondenza del salto roccioso, e più precisamente di m. 22,40, di cui 13,40 dal sett. 1917 al giugno 1918, e metri 9 dal giugno all'agosto del 1918. Il che spiega come in questo punto il ghiacciaio espandendosi abbia raggiunto il canalone mediano del sovraccennato salto roccioso, in cui precipitava un grosso torrente d'acqua di fusione che il Monterin non aveva ancora mai osservato.

Nel **1919** la parte inferiore del Ghiacciaio del Lys continuò a mostrare un forte accrescimento: nella visita fattavi il 31 agosto ed il 1° settembre constatai che la fronte glaciale era diventata più alta, più fortemente crepacciata, di aspetto grandioso; la sua parte terminale si allineava all'incirca con un enorme masso di Gneiss (riconoscibile per forti vene quarzose, di cui alcune foggiate ad O irregolare ed incompleto) sito sulla cresta della morena vecchia di sinistra, in modo da sopravanzare alquanto nel suo allineamento trasverso l' Alpe Salza inferiore (1).

La fronte glaciale così ingrossata si avanzò di oltre una ventina di metri dal 1918, distruggendo l'apparato morenico, depositato intorno al 1890-94, indicato nella figura precedente (pag. 222) che diventa per ciò più preziosa segnando un fenomeno ormai scomparso.

Naturalmente anche il salto roccioso di sinistra sovraccennato divenne sempre più mascherato dal ghiacciaio tanto che non vi

(1) Nell'unita cartina glaciologica la fronte glaciale è figurata ad un dipresso come era nel 1917, però con qualche esagerazione in meno.

potei più osservare i segnali fattivi dal Monterin nel 1918: la superficie superiore libera di tale gradino gneissico era ridotta ad una superficie, subtriangolare, di pochi metri quadrati; il ghiacciaio vi si avanzava, alto e crepacciato, sino a 4–5 metri dal punto dove il torrentello subglaciale locale si getta in cascata dal margine anteriore del gradino stesso; il margine glaciale avanzante da tale sprone roccioso vi originava frequenti frane di ghiaccio, tanto che ne vidi tre in poco più di un'ora, per cui alle falde del salto gneissico vi era una notevole conoide di ghiaccio franato.

Ricordo infine che ora al piede dell'estremità anteriore del ghiacciaio del Lys giace, recentemento gettatovi dal ghiacciaio, un grande masso angoloso di Gneiss chiaro che il Monterin ricorda aver visto sul *Plateau* del Ghiacciaio ancora al principio del corrente secolo, ciò che può servire per dare un'idea della velocità di discesa del ghiacciaio in esame.

Le bocche del ghiacciaio erano tre, la maggiore quella subcentrale, ma i loro rispettivi torrentelli subglaciali si riunivano presto in uno solo.

E con ciò termina per ora la storia del ghiacciaio del Lys il cui studio merita di essere continuato accuratamente data l'importanza nonchè la sensibilità di questo grandioso glaciometro del Monte Rosa.

Di questo interessante Ghiacciaio del Lys possiamo sintetizzare le pulsazioni principali osservate dalla fine del secolo XVIII ad oggi, col seguente grafico schematico:

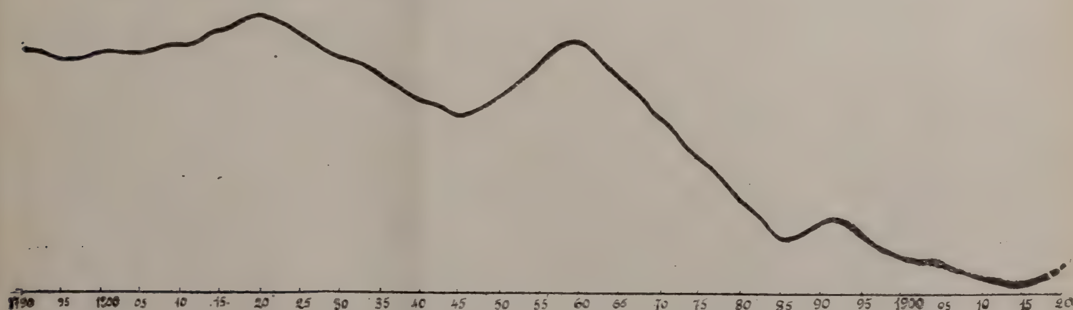


TAVOLA I.

Carta glaciologica pel 1916-917.

Scala al 50.000. Equid. fra le curve metri 25 (non 50).

TAVOLA II.

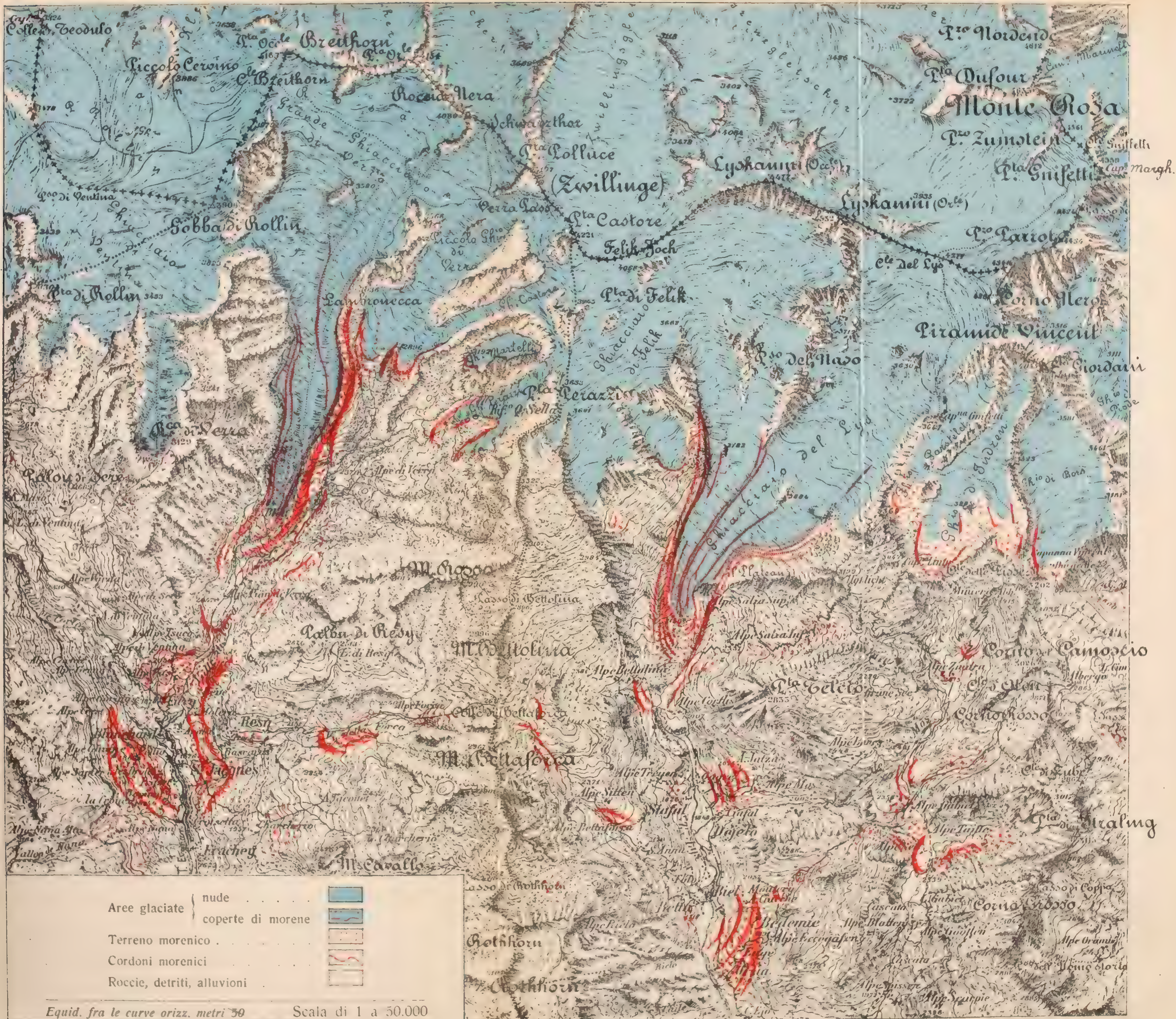
(Ghiacciaio di Verra).

1. - Antiche morene (*dauniane*) di sinistra (Revé-Molera) del Ghiacciaio di Verra quasi di fronte a Fiery (fotogr. F. Sacco; 23 agosto 1916).
2. - Panorama del Grande Ghiacciaio di Verra e suo apparato morenico (fotogr. U. Monterin; settembre 1915).
3. - Panorama del Grande e Piccolo Ghiacciaio di Verra; in fondo, da sinistra a destra, il Breithorn, la Roccia Nera e la Punta Polluce (fotogr. E. Ivaldi; agosto 1912).
4. - Apparato morenico della fronte del Grande Ghiacciaio di Verra (fotogr. L. Bustico; agosto 1907).
5. - Apparato morenico della fronte del Grande Ghiacciaio di Verra (dal fianco destro della parte inferiore del piano di Verra; fotogr. F. Sacco, 23 agosto 1916).
6. - Porta del Grande Ghiacciaio di Verra e sua antica (di circa un secolo fa) morena destra originante, per sbarramento, il Lago Bleu (dal fianco destro della Valle, poco a Sud del Lago Bleu; fotogr. F. Sacco, 23 agosto 1916).
7. - Porta del Grande Ghiacciaio di Verra, con lenti ciottolose fra gli strati di ghiaccio frontale sollevati (fotogr. F. Sacco, 23 agosto 1916).
8. - Piccolo Ghiacciaio di Verra (fotogr. U. Monterin, estate 1914).
9. - Ghiacciaio di Feliksjoch (fotogr. U. Monterin, settembre 1914).

TAVOLA III.

(Ghiacciaio del Lys).

1. - Panorama del Ghiacciaio del Lys (fot. presa, probabilmente un po' prima del 1870, salendo alla Testa Grigia).
2. - » » » (fot. V. Besso, presa verso il 1880).
3. - » » » (fot. F. Casanova, luglio 1891).
4. - » » » (fot. I. Brocherel, estate del 1911).
5. - Fronte » » (fot. F. Sacco, 4 agosto 1917).
6. - Porta » » (fot. F. Sacco, 4 agosto 1917).
7. - Sprone roccioso sin. del Ghiacc. del Lys (fot. V. Sella, estate del 1888).
8. - » » » » » (fot. F. Sacco, 4 agosto 1917).
9. - Ghiacciaio di Netscho (fot. U. Monterin, dal Karrenhorn, estate del 1914).


Colle del Teodulo
Piccolo Cervino
P.ta Occ.le Breithorn
C. Breithorn
Roccia Nera
Schwarzthor
Grande Ghiacciaio di Verra
P.ta Polluce
(Zwillinge)
Verra Pass
P.ta Castore
Felik Joch
Gobba di Rollin
P.ta di Rollin
Lambronecca
P.ta di Felik
Ghiacciaio di Felik
Lyskamm (Occ.le)
Lyskamm (Or.le)
P.ta Nordend
P.ta Dufour
Monte Rosa
P.ta Zumstein
P.ta Gnifetti
Cap. Margh.
P.ta Parrot
C.le del Lys
Corno Nero
Piramide Vincent
P.ta Giordani
Ghiacciaio del Lys
M. Rosso
M. Bettolina
M. Bettaforca
Colle di Bettaforca
M. Cavallo
Rothhorn
Corno del Camoscio
Corno Rosso
P.ta di Straling
Resy
S. Jacques
Aree glaciate { nude
coperte di morene
Terreno morenico
Cordoni morenici
Roccie, detriti, alluvioni
Equid. fra le curve orizz. metri 50
Scala di 1 a 50.000

DANESI - ROMA

1



2



3





4



5



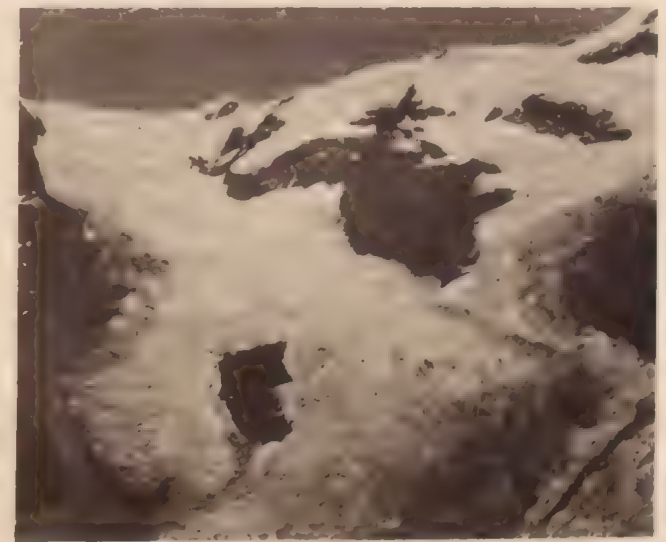
6



7



8

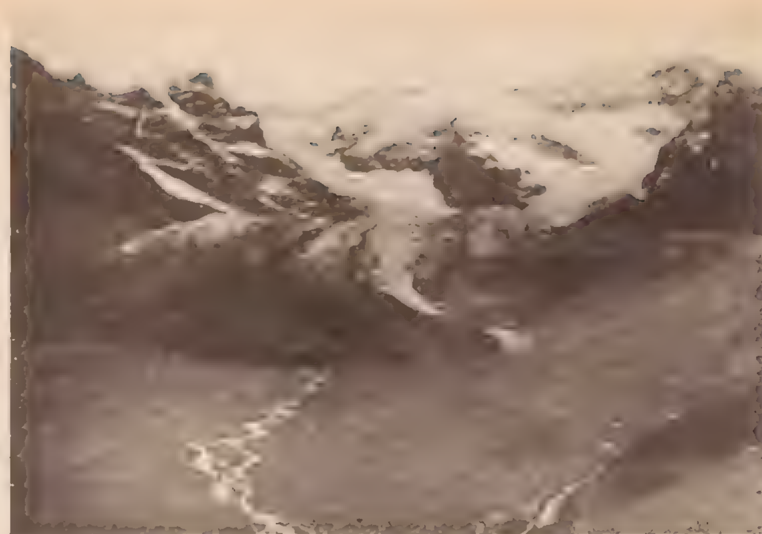


9

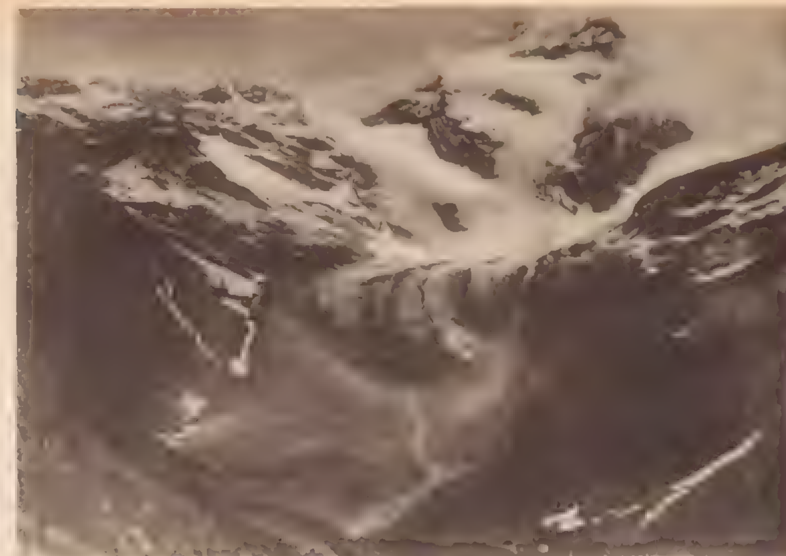
DANESI - ROMA



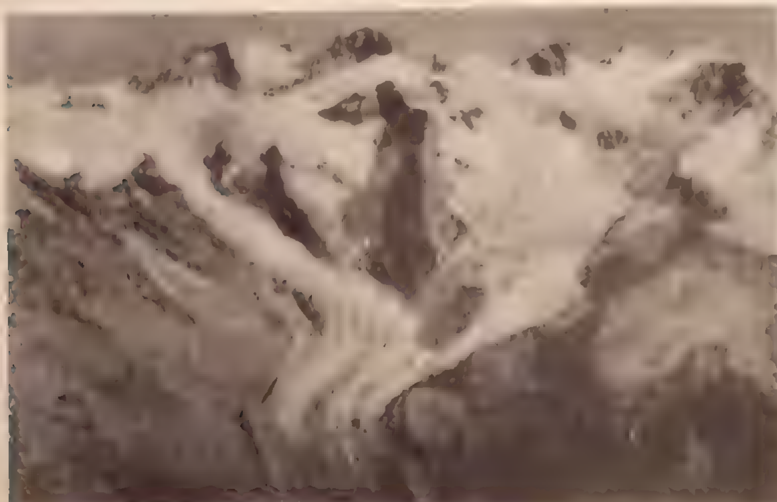
1



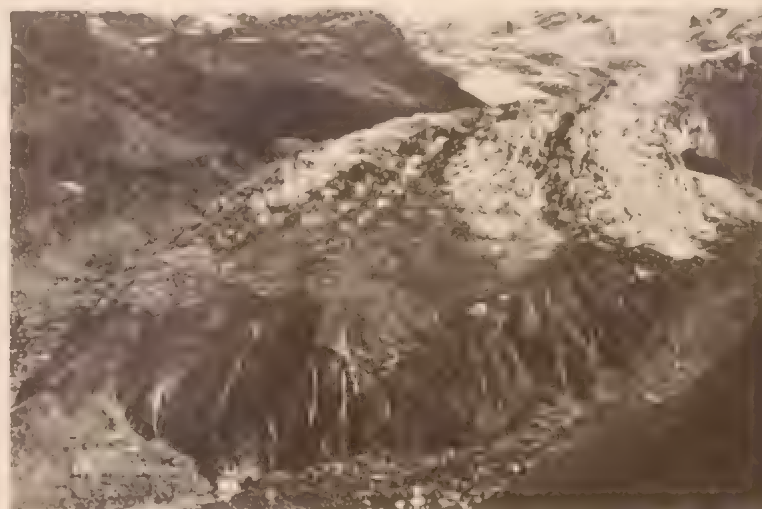
2



3



4



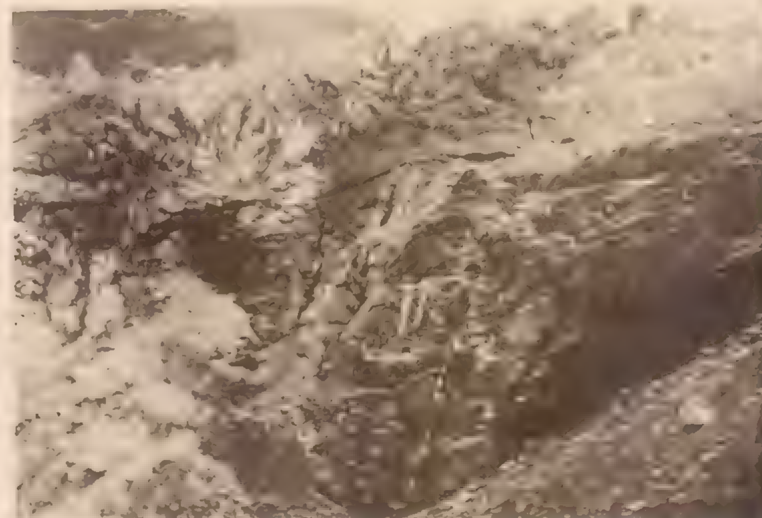
5



6



7



8



9

CANESI - ROMA

INDICE

VII.

S. FRANCHI

SVILUPPO RELATIVO DEI GHIACCIAI PLISTOCENICI nei Monti Simbruini e nell'adiacente Appennino Abruzzese

Nella primavera del 1915, visitando, per incarico del Ministero dei LL. PP., gli abitati dell'Alta valle del Liri colpiti dal terremoto, allo scopo di indicare le nuove sedi, ho fatto alcune osservazioni geologiche, delle quali, sebbene incomplete, a causa della rapidità delle visite, eseguite insieme a funzionari del Genio civile, credo utile dare notizia (1).

Un primo interessantissimo ordine di fatti si riferisce a traccie glaciali, delle quali ho parlato brevemente alla riunione iemale della Società Geologica nello scorso marzo (2), ma di cui credo convenga ritrattare qui con alquanto maggiore sviluppo, facendo seguire un esame comparativo coi ghiacciai plistocenici dei monti abruzzesi, la cui esistenza sia nota o si possa presumere in base alla plastica ed

(1) Sarebbe stata di grande interesse una pubblicazione che riassumesse i risultati di tutte le osservazioni fatte sui danni subiti dagli abitati per effetto del terremoto del 15 gennaio 1915, in rapporto alla costituzione del suolo sul quale erano fondati, e mi auguro che possa essere fatta riunendo le osservazioni di diversi ingegneri dell'Ufficio geologico e del Genio civile. Il lavoro sarebbe già stato fatto se non fosse intervenuta la nostra entrata in guerra prima che quelle osservazioni avessero potuto avere compimento colla dovuta calma e con tutti i mezzi necessari.

(2) Boll. Soc. Geol. It., anno 1918.

all'altimetria del terreno, nonchè di altri gruppi montuosi dell'Appennino, della Corsica e del sistema Alpino.

I risultati di questo esame comparativo conforteranno, a mio avviso, la supposizione, già espressa nella suddetta comunicazione, di un notevole sviluppo glaciale plistocenico nei monti dell'Abruzzo, ben oltre i limiti finora ad esso assegnati dagli studiosi.

Ghiacciai del gruppo Simbruini-Cantari.

Il villaggio di Rendinara è situato tra 800 e 850 metri di altitudine, presso il limite dell'alto ciglione calcareo, ivi a grossi pettini costati e ad orbitoidi, colla formazione marnoso-arenacea che riempie la valle, e precisamente presso lo sbocco del Vallone del Rio, che scende dal Pizzo d'Eta, alto 2037 metri. La erta salita prima di giungere al villaggio, che è fra i più fortemente danneggiati, è cosparsa di grossi blocchi calcarei, di cui alcuni enormi (grossi 6-7 metri); e il lungo abitato è costrutto in gran parte sopra una dorsale di detrito calcareo un po' cementato, avente l'aspetto di una morena laterale. Attraversato il villaggio, una mulattiera, che lambisce lo sperone calcareo, conduce al Vallone del Rio e raggiunge tosto un'altura tondeggiante, costituita esclusivamente da blocchi calcari, indicata sulla carta colla quota 924 m. (angolo S. O. della tavoletta di Trasacco). Quest'altura, che conserva perfettamente la forma di una morena frontale, e sbarra quasi il vallone, limitando a monte un tratto alluvionale pianeggiante alla quota di circa 900 m., è distinta dalla gente del luogo col nome « La Collina ». Lo stesso detrito morenico si protende con una falda ondulata per circa un chilometro a valle di essa. Spinto da altre bisogne, non ho avuto campo di risalire un po' il Rio, per accertare se una collina sporgente della falda sinistra di esso, indicata sulle carte colla quota 1014 m., rappresentasse una morena più alta.

Nel vallone del Rio adunque ebbe sede un ghiacciaio lungo circa 5 km., durante la fase che originò La Collina, e almeno 6 km. quando esso aveva per morena laterale la costa di Rendinara. Il bacino di raccolta delle nevi, oltre che il piccolo anfiteatro termi-

nale sotto il Pizzo d'Eta e il M. del Passeggio (2062 m.), all'angolo N. O. della tav. di Sora al 50.000, comprendeva altri piccoli anfiteatri scavati nel versante sinistro a oriente del M. Ginepro (1971), e, a nord di esso, giù pel fosso Fontanelle. Tali conche caratteristiche mancano invece nella costa del Sansone, molto più depressa, costituente il versante destro del vallone. Però nel versante della costa che è volta verso il Liri, quasi al livello di Rendinara, sono delle colline detritiche allungate, nella regione detta « Le Valate », aventi l'aspetto di morene, ma che parmi possansi considerare originate da nevati piuttostochè da antiche vedrette glaciali.

Data la evidenza di quelle traccie glaciali, noi dobbiamo presumere l'esistenza di morene in altre valli dello stesso versante, quando condizioni altimetriche e morfologiche si presentino adatte; e ciò si verifica appunto nel vallone dello Schioppo, il quale passa ai piedi del distrutto abitato di Morino (tav. Civitella Roveto) e che termina in un ampio, sebbene poco profondo e molto imperfetto anfiteatro, avente il suo punto culminante al M. Viglio (2156 m.) dal lato N., il quale è circondato da alte cime, il M. Pratiglio (1887), il M. Crepacuore (1997), il M. Pozzotello (1884), il M. Ortora (1917) e dal M. Prato (1816) all'estremità sud.

L'abitato detto « Le Brecciose » è appunto costrutto sopra delle ondulazioni del terreno trasversali alla valle, abbastanza forti per essere indicate sulle carte, e costituite da blocchi calcarei, le quali si appoggiano ai due lati ai contrafforti argilloso-arenacei costituenti i due versanti (quota 680 m.) (1). La forma di queste ondulazioni è quella propria di cordoni morenici, sebbene sulla destra esse siano state obliterate dalle alluvioni posteriori. La ristrettezza del tempo concesso per la visita, fatta ivi pure in compagnia di funzionari del Genio Civile, non mi permise di risalire un po' in alto nella valle; ma

(1) In questa formazione marnoso-arenacea si interpongono qua e là banchi calcari, e non di rado filaretti di lignite. In un banco di calcare, fra Rendinara e la Regione Peschi, ho osservato delle chiare sezioni di « Scutella » di cui non potei isolare alcun esemplare.

ho potuto riconoscere tuttavia che il Colle del Cucolo è ancora tutto in detrito calcareo, come pure la sporgenza che sta a sud-est dall'altro lato del vallone. Queste due prominenze rappresenterebbero un altro cordone morenico molto più importante. Pure in detrito è la collina quotata 731 m., la quale per la sua forma potrebbe forse rappresentare un terzo cordone morenico.

L'interesse altissimo che presentano questi cordoni trasversali di detrito calcareo, è dovuto particolarmente alla loro bassa quota, per cui l'unghia terminale del ghiacciaio che li avrebbe originati dovrebbe essere scesa alla quota di circa 625 m.

Per quanto poco comprensibile e ammissibile sembri un tale fatto, che dovrebbe presupporre una lunghezza di ghiacciaio di km. 7, dalla vetta del M. Viglio, nella sua massima espansione, io non posso immaginare per quei cordoni di blocchi calcarei, data la forma e la posizione loro su fondo argilloso arenaceo, altra origine che quella glaciale.

Qualcuno potrebbe pensare a fronti di enormi valanghe di neve, che abbiano convogliati quei materiali rocciosi; ma se l'ipotesi può parere verosimile per i cordoni inferiori, abbastanza esigui, essa mi sembra inaccettabile per quelli molto più importanti che stanno a monte; e allora, ammessa necessariamente per questi l'origine glaciale, bisogna ammetterla anche per i minori più bassi.

L'ampio vallone di Femmina Morta, culminante al M. Viglio, la rapidezza della estesa parete fra il suddetto monte e il M. Pozzotello, parete scendente a precipizio verso il salto dello Schioppo, e dalla quale enormi valanghe dovevano scendere verso quest'ultimo, costituendo ivi la principale massa di ghiaccio, possono forse spiegare il singolare abbassamento dell'unghia terminale del ghiacciaio dello Schioppo. Anche la considerazione della posizione del gruppo del M. Viglio rispetto alle correnti aeree sature di vapori, potrà concorrere a spiegare il fenomeno; ma una spiegazione soddisfacente si potrà avere solo dopo lo studio di tutta la regione.

Materiali morenici esisteranno certamente nei valloni che seguono più a nord nello stesso versante destro del Liri, per esempio:

alla Masseria Cerri (Meta) dove si osserva un ristretto piano, forse di origine lacustre, sotto la falda orientale del M. Viglio; nel fosso S. Benedetto, a S. Savino, e in quello di Civitella Roveto, dominati da un ripido e alto crestone (monte Contra, 2167 m. – M. Piano, 1997).

E qui occorre ricordare che il Viola nel 1895 e nel 1896, osservando che l'altura di M. Castello (1101 m.) sulla sinistra del fiume Collepardo, nel versante meridionale del crinale limitante l'anfiteatro dello Schioppo (M. Ortola-M. Prato), è costituita da « ciottoli grandi insieme con piccoli e con sabbia e argilla senza ordine di stratificazione », pensasse alla possibilità che fosse di natura morenica (1), indicando come sede del ghiacciaio che l'avrebbe originata la conca attorno a cui stanno il M. del Passeggio e il M. Fregara, e facendo la inammissibile ipotesi che tale ghiacciaio abbia potuto scavalcare la Costa delle Pratelle, per uscire dal proprio vallone (Femmina Morta) e raggiungere il M. Castello nel vallone di Collepardo. E' cosa ovvia essere molto più semplice supporre che la morena del M. Castello sia dovuta invece ad un ghiacciaio del vallone stesso di Collepardo, sebbene la posizione di quel colle in alto sul versante sinistro, sia inconcepibile colla attuale morfologia del vallone nella sua parte bassa, e occorra ammettere una deviazione e una grande escavazione del letto del torrente, posteriori all'epoca glaciale.

Per ammettere la origine glaciale del detrito del M. del Castello il Viola credeva però necessario supporre che il gruppo dei Cantari, durante l'epoca glaciale, fosse molto più elevata che attualmente; del che riparleremo in seguito.

Altre manifestazioni glaciali riconobbe e descrisse il prof. Dainelli in questo gruppo di monti, e precisamente nella conca di Filettino, del cui anfiteatro terminale fanno parte il M. Viglio e il M. Piano anzi citati. Un ghiacciaio vallivo, dal ristretto Vallone della Moscosa, avente un circo poco ampio a nord del Monte Piano, sa-

---

(1) C. Viola. — *Osservazioni geologiche fatte nei Monti Ernici nel 1895.* (B. C. G. I., 1896).

rebbe sceso fino a 1200 m., con una lunghezza di oltre 4 km., e delle morene di vedrette pianeggianti, indicherebbero, secondo il Dainelli, due glaciazioni, i cui livelli delle nevi perpetue sarebbero stati 1400 e 1650 m. (1). Il Dainelli non discusse la possibilità che la più bassa di queste morene o entrambe, siano dovute a nevati anzichè a veri ghiacciai; e in quella prima ipotesi non sarebbe possibile basarci su di esse per determinare i limiti delle nevi perpetue del versante orientale dei Monti Simbruini, limiti sui quali rimane perciò qualche dubbio.

Non avendo io percorso i valloni del Rio e dello Schioppo a monte delle morene, non mi è possibile dire nulla sul presumibile limite delle nevi perpetue nel versante del Liri, dove le condizioni topografiche e morfologiche molto diverse possono spiegare l'esistenza di morene tanto più basse. Per la valle del Rio, data la grande differenza morfologica delle due morene, quelle della collina che chiude la valle, fra 850 e 924 m., e quella su cui sta l'abitato di Rendinara, io sarei disposto a credere a due glaciazioni differenti, forse dei due periodi di Würm e di Riss rispettivamente.

Confronto col glaciale finora noto dell'Abruzzo.

Il prof. Partsch, il quale diede alcune precise indicazioni di traccie glaciali, nel gruppo del M. Sibilla e in quello del Gran Sasso, non si pronuncia sull'altitudine che potesse avere il livello delle nevi perpetue in quest'ultimo gruppo, ma dice non parergli dover essere in quel primo inferiore a 2200 m.

Le traccie di morene più basse osservate sarebbero, in Val Venaquaro al lato occidentale del Gran Sasso, all'altitudine di circa 1200 m. sul mare, e fin sotto all'abitato di S. Nicola, in Val Mavone, cioè sotto gli 850 m. (2).

(1) G. Dainelli. — *Contemporaneità dei depositi vulcanici e glaciali in Prov. di Roma.* (Atti R. Acc. Lincei, Serie 5ª, XV, 1906).

(2) *Die Hauptkette des Zentral Apennins* (Verhandl. d. Gesellsch. d. Erdk. zu Berlin, Band XVI, 1890, n. 9)

Il signor Hassert (1) nel suo studio sui ghiacciai degli Abruzzi dà un solo limite delle nevi perpetue a 1900 metri; il quale non può certamente rappresentare il limite corrispondente alla maggiore estensione dei ghiacciai della nostra regione. Il limite delle nevi sui Cantari dovrebbe essere certamente molto inferiore. quando non si possa ammettere che siasi verificato l'abbassamento post-glaciale supposto dall'ing. Viola.

Dobbiamo al prof. F. Sacco numerose osservazioni sul glaciale degli Abbruzzi, particolarmenle nel gruppo del Gran Sasso, di cui egli ci diede pure una illustrazione geologica. E sebbene nella carta siano indicate poche masse moreniche nelle parti più alte del gruppo, nel testo egli accenna ad un maggior sviluppo; e nel suo lavoro posteriore « Gli Abbruzzi » egli indica la presenza di depositi morenici a « 1000, 800 e sin quasi a 600 m. s. l. m. ». Nel riassumere in questo ultimo lavoro le sue osservazioni, il prof. Sacco dice che nell'epoca glaciale plistocenica si svilupparono nei monti abruzzesi « numerosi ghiacciai, anche di vari chilometri di sviluppo, scendenti spesso sotto i 1800, 1500 e, pel Gran Sasso, sin sotto i 1000 s. l. m. ».

Nel gruppo della Majella l'autore avrebbe trovato chiare morene solo a 2230 e 2250 m. in Val Cannella; ma egli opina che abbiano potuto scendere anche più in basso.

Il prof. Sacco non esprime un'opinione sui limiti possibili delle nevi perpetue durante l'epoca glaciale in tutti quei gruppi montuosi.

Parallelo col glaciale dei gruppi del M. Sirino e delle Apuane.

In punti molto più meridionali dell'Appennino, il De Lorenzo indica a m. 1800 il limite delle nevi perpetue nel Gruppo del Sirino, dove il ghiacciaio principale scendente a nord del M. Papa, colla sua più alta morena, originò il Lago Remmo (1517 m.); ma in una glaciazione o in fasi anteriori bisogna ammettere che il ghiacciaio fosse sceso molto più in basso, fin presso l'imbocco del vallone Pettinacchia, a circa m. 1100 s. m. Anche il limite delle nevi

(1) *Traccie glaciali negli Abruzzi* (B. S. Geogr. It., fasc. VII, 1900).

doveva perciò in quest'altra fase, scendere sensibilmente sotto 1800 m., possibilità questa affermata dall'illustre Professore dell'Ateneo di Napoli, e toccare forse i 1600, per generare con un baeino di raccolta tanto ristretto un così lungo ghiacciaio (4 Km.) e, nel successivo ritiro, quella lunga morena.

Interessantissimi raffronti coi ghiacciai dei Monti Simbruini si possono fare esaminando lo sviluppo ghlaciale nel Gruppo delle Alpi Apuane, quale risulta da lavori del Lotti, del prof. De Stefani e dalle Carte geologiche pubblicate al 50 000 e al 25 000, su rilievi dell'ing. Zaccagna. Ad esempio dalla tavoletta « Vagli di sotto » al 25000, risulta che il ghiacciaio della Valle dell'Acqua Bianca, scendente dall'alto circo, coronato dal lato di ponente dalle cime dei Monti Tambura (1889 m.), Cavallo (1839) e Pisanino (1945), ha originato gli importanti depositi morenici, sviluppati ai due lati della valle sotto Corfigliano, fino alla quota di circa 625 m. Presso a poco fino alla stessa quota scende, nella Valle Gramolazzo, la grande massa morenica della regione La Mandria, originata dal ghiacciaio che aveva il circo di raccolta adiacente a quello ora citato, col quale aveva in comune, al suo lato orientale, il contrafforte M. Cavallo–M. Pisanino e che si chiudeva coi Monti Grandilico (m. 1771) e Pizzo d'Uccello (1792 m.) a ponente. Potrei ancora citare le morene, sviluppate fra Vagli di sopra e Vagli di sotto, del ghiacciaio del versante occidentale della Tambura, ma quei due esempi tipici in cui constatiamo la discesa a quote tra 625 e 650 metri di fronti di ghiacciai, i cui bacini di raccolta sono circondati da cime non raggiungenti i 2000 metri, e sono dello stesso ordine di grandezza di quelli esaminati nella Valle del Liri, pure tenendo conto della differenza di latitudine (44° e 9-10′ nelle Apuane e 41° 50′ in Valle del Liri), ci dimostrano come non sia necessaria la ipotesi di un abbassamento di quest'ultima regione nell'epoca post-glaciale quando un tale abbassamento non si dimostri verificato nel Gruppo Apuano.

Io posso osservare anzi nel caso del Vallone dello Schioppo, che il bacino di raccolta fra il M. Prato e il M. Viglio ha una certa analogia nella forma piatta con quello del ghiacciaio della Valle dell'Ac-

qua Bianca e se ne differenzia per alcune condizioni favorevoli ad un maggiore sviluppo del ghiacciaio vallivo, cioè per la posizione molto più centràle rispetto al bacino della Valle, dove avvenne lo sviluppo e l'ablazione del ghiacciaio, per la molto superiore altezza di qualcuna delle cime (M. Viglio 2156) e per una assai maggiore estensione (quasi doppia) dell'alto crinale, al cui lato occidentale, nei due casi, era abbarbicato il ghiacciaio.

Le quali circostanze favorevoli possono probabilmente compensarne altre che sarebbero invece a favore di un maggiore sviluppo del ghiacciaio dell'Acqua Bianca, come ad esempio la maggiore latitudine e la maggiore prossimità al mare.

Questo confronto viene quindi a confermare le deduzioni tratte dalle osservazioni locali, secondo le quali le masse detritiche disposte in cordoni trasversali al Vallone dello Schioppo in corrispondenza dell'abitato Le Brecciose, e più a monte, sempre a quote notevolmente basse, fino a 625 m. s. l. m., possano essere vere morene terminali di un ghiacciaio, corrispondenti alle varie sue fasi di ritiro, anzichè semplici accumuli di materiali di valanghe.

Quanto al limite delle nevi perpetue noi vediamo ad oriente dall'alto vallone dell'Acqua Bianca l'ampio deposito morenico di Campocatino al basso di una conca nel cui crinale terminale la più alta vetta, il M. Roccandagia, non supera i 1700 m.

D'altra parte possiamo citare, nelle Apuane, l'esempio della vedretta che esisteva nella falda settentrionale del monte Corchia (1677 m.), alla quale doveva corrispondere un limite delle nevi perpetue inferiore a 1600 e fors' anche a 1500 metri; conclusione che vale anche per il predetto M. Roccandagia.

Nel gruppo dei Cantari, astrazion fatta da un eventuale abbassamento post-glaciale, converrebbe forse ammettere dei limiti non meno bassi di quelli stabiliti dal Dainelli per la conca di Filettino, se si vuole spiegare l'estensione del ghiacciaio della valle del Rio fino a 750 m. nella sua fase di maggiore sviluppo. La conformazione un po' singolare e l'ampiezza assai più grande, nonchè l'accennata grande ripidezza del pseudo-circo del vallone dello

Schioppo possono forse spiegare il fatto che il suo ghiacciaio sia sceso di tanto più basso nella sua massima estensione, fin oltre Le Brecciose, e con un' importante sosta, seppure non col limite dell'ultima fase, che avrebbe originato le notevoli masse moreniche del Colle del Cuculo e di quella quotata 714 m.

Meno stridente disparità con questi sviluppi si avrebbe però quando, per la conca di Filettino, la discesa del ghiacciaio vallivo della Moscosa fino a 1200 m. si considerasse corrispondente al limite di 1650 ; e si supponesse corrispondere a quello più basso una discesa del ghiacciaio vallivo fin verso i 1100 m.; il che sarebbe in qualche conformità colla presenza di una morena al M. Castello (1101 m.) nel vallone di Collepardo, secondo la ipotesi dell'ing. Viola, ipotesi che, dopo tutti questi fatti, appare ben fondata.

Ammessi i suddetti limiti per le nevi perpetue, delle traccie glaciali molto palesi si dovrebbero trovare nella valle di S. Onofrio, situata fra quest'ultima e quella di Filettino, e avente un bel circo, più ampio di quello della Moscosa, fra la costa del M. Crepacuore (1997) e il M. Pozzotello (1987); ed altre nella conca di Vallepietra, a nord di quest'ultima.

Inoltre, dato che non ci siano stati movimenti post-glaciali regionali indipendenti, qualche ghiacciaio dovette svilupparsi nei monti del versante sinistro del Liri, e particolarmente nell'alto bacino del vallone S. Pietro, il cui ampio circo, culminante ai monti Tre Confini (1995 m.), Cornacchia (2005), Le Scatelle (1893), e La Brecciosa (1876), mostra, dalle carte, avere una formazione tipica di circo glaciale. Ciò nonostante la denominazione « Regione I Pozzi » che indica in quella conca la presenza di evidenti fenomeni carsici. Il sig. cav. Cassetti mi conferma infatti l'esistenza di molto detrito con blocchi tanto nella parte piatta dell'alto circo, quanto lungo la valle, fino alla quota di 1400 m. dove ne esce una ricca sorgente.

Quanto all'ipotesi dell'ing. Viola che il gruppo dei Monti Cantari, che può dirsi una parte, la più meridionale, dei Simbruini, abbia subito un importante abbassamento tettonico, oltre a quello dovuto all'ablazione, posteriormente all'epoca glaciale, sebbene possa non

sembrare necessaria dopo gli esempi delle Apuane, essa merita di essere discussa, prendendo in esame lo sviluppo e la distribuzione dei terreni pliocenici, i quali, mentre sono sviluppatissimi a levante del Liri, fra questo fiume e il Melfa, nei territori di Sora e di Arpino, dove raggiungono in molti punti altitudini prossime agli 800 m. sul mare, con enormi potenze, mancano completamente a ponente del Liri, eccetto che nei dintorni immediati di Isola del Liri. Così di quei terreni non havvi traccia in tutto il versante meridionale dei Simbruini, e in tutta la valle del Sacco, alla cui testata i tufi vulcanici si sovrappongono direttamente sulle arenarie e sul cretaceo, e in tutti i gruppi dei Lepini e degli Ausoni. E ciò mentre esistono depositi importanti di Pliocene a discrete altitudini a Tivoli, a Palombara ecc. nella valle del Tevere.

Intanto, limitandoci pel momento ai fatti accertati, noi abbiamo tre gruppi montuosi, del Sirino, dei Simbruini e delle Apuane, in analoghe posizioni rispetto allo stesso mare, ma con latitudini molto diverse, nei quali tutti il limite delle nevi perpetue plistoceniche sembrerebbe essere stato molto più basso di quanto si sarebbe supposto a priori, sapendo che quello stesso limite, in molte valli delle Alpi, è prossimo ai 2000 metri.

Per il gruppo del Sirino più meridionale, con latitudine di 40° 8′, il prof. De Lorenzo aveva supposto il limite di 1800 metri, senza escludere che potesse essere più basso. E, in verità, se si considera la ristrettezza del circo di raccolta, bisogna certo supporre che il limite fosse notevolmente più basso, affinchè esso potesse generare un ghiacciaio che, secondo il De Lorenzo, sarebbe stato lungo 4 chilometri; tanto più tenendo conto della bassa latitudine, e quindi della ablazione relativamente forte che ne conseguiva. Io credo perciò che il limite dovesse cadere fra i 1600 e 1700 m., e più vicina alla prima che alla seconda cifra.

Per il gruppo intermedio, dei Simbruini, con latitudine media di 45° 55′, limitandoci prudentemente, e non senza riserve, a dare una cifra, e lasciando da parte il ghiacciaio eccezionale del val-

lone dello Schioppo, si può ritenere come il limite 1600 m. all'incirca, e poco diverso sia per le Alpi Apuane, a lat. media di 44° 8'.

Questa, sia pure grossolana, concordanza indurrebbe a ritenere che non vi siano stati movimenti relativi di una qualche importanza fra questi tre gruppi, il che induce a supporre anche meno probabile un notevole movimento di uno di essi rispetto all'adiacente Appennino.

Il prof. De Lorenzo, il quale ha avuto il merito di scoprire e di illustrare le interessanti traccie glaciali della natìa Basilicata, ha pure cercato di rendersi conto del significato del fenomeno rispetto ai paesi che stanno al di là dei mari ad occidente e a levante, e venne alla constatazione che la linea congiungente i punti di egual limite di nevi perpetue (isochiona) passante pel Sirino si inflette fortemente verso sud, pure ammettendo per questo la cifra di 1800 m. L'inflessione risulterà assai più accentuata adottando una cifra più probabile poco superiore a 1600 m.

Il fatto, che si riprodurrà certo anche per gli altri due gruppi rispetto alle Alpi Dinariche, sembra racchiudere un controsenso, come sarebbe quello che dei paesi a clima relativamente mite, per la loro posizione quasi insulare in mezzo al Mediterraneo, possano avere avuto limiti di nevi perpetue più bassi che i paesi di eguale latitudine a clima continentale più freddo. Ma il fatto è suscettibile di una spiegazione molto semplice, in armonia con quello che è stato osservato altrove, ad esempio nelle varie parti del grande sistema alpino, per tutta la estensione del quale il limite è lungi dall'essere costante, o in rapporto diretto colla latitudine, come a prima vista parrebbe debba accadere.

Lo sviluppo del fenomeno glaciale, a parità di condizioni morfologiche, di esposizione, di altitudine, di latitudine ecc. dipende direttamente dalla quantità di precipitazioni che cade allo stato di neve; quindi maggiore sarà lo sviluppo dei ghiacciai in un gruppo montuoso per il quale il rapporto fra le precipitazioni invernali e quelle della stagione calda sia maggiore.

Paragone col glaciale dell'Appennino Settentrionale.

Vediamo intanto lo sviluppo glaciale in altri punti dell'Appennino.

Nell'Appennino settentrionale ligure-emiliano, che fa da condensatore pei venti marini da S. e S.O., noi sappiamo che nell'Alta Valle di Parma, un bacino complesso e abbastanza vasto, comprendente vari circhi, i quali sono però delimitati da crinali, le cui più alte cime M. Orsaro (1830 m.), M. Marmagna (1851 m.), M. Brusà (1796 m.), M. Matto (1815 m.) non raggiungono i 1900 metri, ha potuto alimentare un ghiacciaio lungo 8 Km., la cui unghia estrema è scesa fin presso Stajola, a 800 m. s. l. m. E vi si nota naturalmente ben caratterizzata la plastica glaciale, con laghi, roccie levigate, ampii e chiari depositi morenici, al pari che nei circhi terminali dell'adiacente Val di Tedra, il cui ghiacciaio scendeva fin presso Monchio, al disotto di 800 m. s. l. m., partendo ivi pure da cime inferiori a 1900 m.

Il prof. Sacco, che ha dato il più completo elenco dei ghiacciai di quella parte dell'Appennino (1), dal quale ho tratti i precedenti dati di due fra i principali, non si è occupato di determinare il limite che potessero avere le nevi perpetue corrispondenti al massimo di quello sviluppo glaciale. Ma dall'osservazione delle carte topografiche si può arguire che, affinchè i bacini di raccolta potessero avere sufficiente ampiezza per alimentare così lunghi ghiacciai, il limite nivale non doveva essere superiore a 1500 m., nel versante nordico.

Lo sviluppo glaciale e il depresso limite nivale in questi gruppi montuosi, relativamente bassi, può ricevere una certa luce dal fatto dell'alta pluviosità della regione, dove i pluviometri, che pure dànno sempre indicazioni inferiori al vero, indicano 4 m. di precipitazioni annue, secondo misure recenti fatte in vista di impianti idroelettrici.

---

(1) *Lo sviluppo glaciale nell'Appennino Settentrionale.* Boll. Club. Alpino Italiano, 1894.

Confronto col glaciale del Sistema Alpino.

Più istruttivo dal nostro punto di vista, a causa delle diverse condizioni in cui si trovano le varie parti, riuscirà uno sguardo, per quanto rapido, allo sviluppo glaciale delle Alpi, in corrispondenza della glaciazione a cui sono dovuti i nostri anfiteatri morenici ossia della glaciazione würmiana.

Attualmente il limite delle nevi perpetue si abbassa nelle zone marginali di questo sistema montuoso, le quali sono più fortemente irrorate che le zone centrali; e il fatto del parallelismo generale, salvo spiegabili eccezioni, fra la ideale superficie limite delle nevi perpetue attuali e quella dell'epoca glaciale, con dislivello di circa 1200 metri, dimostra, nelle due epoche, una molto analoga distribuzione delle precipitazioni.

All'epoca glaciale il limite delle nevi perpetue era singolarmente basso all'orlo settentrionale delle Alpi calcaree austriache, salisburghesi e di Algau (1000 m.); così nel Giura francese. Verso sud-est il limite era solo di 1400 nel Vercor, di 1700 m. nel Dévouly; nel Dipartimento delle Basse Alpi, a 44° di latitudine, esso raggiungeva 2000 m., e si abbassava nelle Alpi marittime a 1800, laddove la costa è meno lontana dagli alti gruppi montuosi.

Al piede delle Alpi verso la valle Padana, a nord di Torino si osserva il limite fra 1900 e 2000 m.: esso si abbassa verso sud, nelle Cozie e nelle Marittime, mentre verso levante si abbassa fra 1600 e 1800 nel Biellese, nella Regione dei Laghi e nelle Alpi Bergamasche, e a 1700 m. nella regione del Garda. Il limite scende quindi rapidamente, specialmente nei monti del Vicentino (1400 m.), e più presso Maniago e sul Tagliamento (1300 m.). All'estremità orientale delle Alpi, in Stiria, si aveva il limite fra 1400 e 1500 m., il quale si abbassava più a nord, raggiungendo i 1250 m. al « Wiener Schneeberg ».

Albrecht Penk, dalle cui conclusioni della fine del volume terzo della nota e magistrale opera « Die Alpen im Eiszeitalter » ho attinto questi dati, osserva che in tutti quei punti dove al margine

delle Alpi si abbia una precipitazione superiore a m. 1,50, il limite delle nevi perpetue dell'epoca glaciale è basso; mentre laddove l'orlo alpino è esposto ai venti secchi di occidente, il limite delle nevi si eleva. La regione delle « Gurkthaler Alpen » costituente una zona bassa in mezzo a gruppi più elevati, i quali condensano i vapori dei venti di ogni direzione, possiede per questo fatto una minore pluviosità, come pure accadeva all'epoca glaciale; sì che la differenza di livello fra il limite attuale delle nevi perpetue e quello di quell'epoca è in essa inferiore, è solo di 800 m., mentre nel resto, è, come già si disse, di circa 1200.

Tutti questi fatti dimostrano che la distribuzione delle precipitazioni era, all'epoca glaciale, poco differente dalla attuale.

Non bisognerebbe però inferirne che la causa dell'antico sviluppo glaciale risiedesse unicamente o prevalentemente in una molto maggiore precipitazione, conservando l'attuale temperatura. Il Penk tenta anzi di dimostrare che esso è dovuto invece essenzialmente ad un abbassamento della temperatura.

Io ho voluto riportare i dati più caratteristici riferentisi alle Alpi, non perchè io creda poterne trarre dei criteri per stabilire il limite delle nevi perpetue plistocenico delle regioni appenniniche, ma solo allo scopo di far intravedere come sia possibile, per analogia, di renderci conto dei bassi limiti in queste osservati, come dipendenti da precipitazioni nevose relativamente abbondanti, senza ricorrere a delle ipotesi di sprofondamenti regionali post-glaciali.

Quali che siano le cause degli sviluppi glaciali plistocenici molto più forti degli attuali, non sembra infatti difficile il concepire che se nelle Alpi Marittime, e più marcatamente nelle Alpi Venete, per la evidente influenza dei venti del III e del II quadrante, provenienti rispettivamente dal Tirreno e dall'Adriatico, si sono potuti verificare limiti delle nevi perpetue singolarmente bassi, di 1800, 1700, 1500, 1400 e 1300 m., nei gruppi appenninici esaminati, i quali stanno sotto la diretta influenza di venti dei quadranti suddetti, ed altri gruppi più interni, esposti alle correnti provenienti sì dal Tirreno che dall'Adriatico, od anche prevalentemente da questo

ultimo mare, possano avere avuto, all'epoca glaciale, limiti delle nevi perpetue singolarmente bassi e inferiori a quelli di molte regioni aventi più alte latitudini delle Alpi Pennine, Graie, Cozie, ecc.

Confronto col glaciale della Corsica.

Molto istruttivo sarebbe il paragone dello sviluppo glaciale delle tre regioni appenniniche prese in esame con quello importante che esso ha certamente avuto in Corsica nell'alto gruppo di Monte Rotondo, e di cui ci sono state date interessanti notizie dal signor Paul Castelnau (1) e dal prof. G. Rovereto (2). E l'interesse del paragone risiede nel fatto del regime di precipitazione insulare della Corsica, il quale dovrebbe rappresentare l'esagerazione di quello peninsulare che si ha nell'Appennino centrale e meridionale; per cui non è escluso che si sia avuto in Corsica un limite di nevi perpetue più basso che nelle regioni appenniniche di pari latitudine. Però, mancando una esatta determinazione del limite su accennato, malgrado le molteplici osservazioni del Castelnau e specialmente del Rovereto, fatte nelle varie valli, e non essendoci fornita l'indicazione precisa dello sviluppo dei ghiacciai vallivi colla situazione delle morene terminali, il paragone non può essere fatto in modo esauriente.

I due autori parlano delle più basse traccie glaciali osservate nella valle Restonica tra 1400 e 1500 m., ma se queste segnassero l'estremità del ghiacciaio vallivo sceso dal complesso e abbastanza ampio circo del Monte Rotondo, alto 2625 m., noi dovremmo supporre per le nevi perpetue un limite considerevolmente più alto, fra 1700 e 1800 m. almeno.

Ma si deve supporre che i ghiacciai siano scesi molto più in basso e che a valle di quelle quote, nel vallone Restonica, siavi un importante sviluppo di morene la cui presenza può essere più o meno velata della vegetazione.

(1) *Observation sur des phénomènes de glaciation en Corse.* C. R. Ac. Sc. Paris, vol. 136, pag. 1705, 1903.

(2) *L'alta montagna in Corsica.* Riv. Lig. di Sc., nat. anno 1907.

D'altra parte questo mio dubbio sembra confermato dal Rovereto, quando egli osserva che « il limite inferiore cui giunsero i piccoli ghiacciai sospesi trovasi in Corsica a 1500 m. d'altitudine, cifra identica a quella delle Alpi Liguri ed anhe dell'Appennino Ligure, dove sul versante settentrionale, e forse solo su questo, essendo la montagna alta almeno 1700 m., al massimo più di 1800 m., si ebbe una gliaciazione molto ridotta, con tracce di circhi sino a 1250 m., e con morene forse ancora più basse (intorno a 900 m.) ». Dal che parrebbe che l'autore ritenga essere 1500 m. il limite delle nevi perpetue. In un altro punto dello scritto del Rovereto è detto però che « nelle Alpi Liguri la glaciazione fu meno energica che in Corsica » e molto logicamente ne troverebbe la regione nella differenza di regime delle precipitazioni, che doveva essere, come ora, sublitoraneo nelle Alpi Liguri « con massimo di pioggie in primavera e in autunno, mentre in Corsica si ha un regime oceanico con piogge invernali ».

Dallo studio di Ernest Bénévent « La pluviosité de la Corse (1) » di questa « montagna in un mare già meridionale » come egli la dice, risulta che la pluviosità è data da venti di scirocco e di libeccio, venti che portano la pioggia in autunno e in inverno, forse con prevalenza dei primi.

L'autore caratterizza il regime così: « des pluies de saison froide, une sécheresse d'été que l'insularité du pays ne parvient pas à atténuer ». Le pioggie sarebbero più abbondanti nel versante orientale che nell'occidentale, e sebbene la cosa non risulti da dati pluviometrici, parrebbe che nelle alte regioni le precipitazioni, di cui la parte più importante cade nella stagione fredda, superino i 2000 mm.

Dal complesso delle osservazioni che si posseggono sul glaciale dell'Appennino, riassunte anni sono dal Taramelli (Atti Soc. Italiana Prog. Sc., 1910), e da quelle correlative che siamo venuti facendo risulterebbe che lo sviluppo di ghiacciai plistocenici nei Monti Simbruini, con cime attorno ai due mila metri, possa essere

(1) *Recueil des Travaux de l'Institut de Géographie alpine* (Université de Grenoble) Tome II, fasc. 2, 1914.

ammesso indipendentemente da un movimento di subsidenza posteriore all'epoca glaciale, il quale abbia potuto interessare detto gruppo montuoso.

Ciò non ostante non si può escludere l'interesse che avrebbero delle ricerche aventi per iscopo di esaminare la possibilità di delimitare una regione comprendente i monti Simbruini, gli Ernici, i Lepini e gli Ausoni, la quale fosse circoscritta da estese fratture, tali che la ipotesi di importanti dislocazioni regionali posteriormente all'epoca glaciale, potesse prendervi serio fondamento.

Considerazioni sopra un probabile maggiore sviluppo dei ghiacciai plistocenici dell'Appennino abruzzese.

Ma un'altra via indiretta ci è aperta per accertare o negare il fondamento di codesta ipotesi, ed è lo studio più approfondito delle traccie glaciali e del limite delle nevi perpetue nei gruppi del Velino, del gran Sasso, della Maiella ecc. e il paragone cogli stessi dati da ricercarsi nei Simbruini. Nel gruppo del Velino specialmente, che è il meno lontano della regione e si affaccia ancora, sebbene molto più indirettamente, al Tirreno, se ci fosse stata una glaciazione con limite delle nevi perpetue a 1500 m., avrebbero dovuto svilupparsi dei ghiacciai vallivi importanti, i quali avrebbero dovuto scendere a quote certamente inferiori ai 1000 m. Per citarne uno, quello del vallone del Bicchero, nel versante meridionale, avrebbe dovuto scendere molto in basso, ben oltre alle colline detritiche aventi forme di morene laterali, che si trovano a destra dello sbocco della valle rocciosa, fra le falde calcaree del M. Cafornia e il M. La Difensola, e fra i piedi del Velino e il M. Grande.

Stando a Capistrello nei giorni 11-12 aprile 1918, ho ripetutamente osservato, a distanza, il gruppo dei monti chiudenti il vallone del Rio e l'acrocoro del M. Viglio, coperti da uno spesso manto di neve, scendente ancora molto in basso: e lo paragonavo al gruppo del Velino, che vedevo dalla parte opposta con poca neve nelle sue falde meridionali. Questo paragone mi dimostrava a colpo d'occhio l'influenza grande della posizione topografica sulla impor-

tanza relativa delle precipitazioni di neve, e come il contrafforte dei Cantari, come quello contro il quale vengono ad urtare dapprima i venti di sud e sud-ovest, carichi di vapori, dovessero presentare anche all'epoca glaciale un regime di precipitazioni relativamente elevato rispetto ai gruppi montuosi più addietrati.

A questo riguardo è di sommo interesse la osservazione della carta pluviometrica riferita alle sole precipitazioni invernali, redatta dal Prof. F. Heredia (1), dalla quale risulta che una zona con precipitazioni da 351 a 450 mm. a cominciare dall'Aspromonte si estende fino a Velletri attraverso i monti della Calabria, della Basilicata e delle provincie di Avellino e di Caserta, mantenendosi o a diretto contatto o poco distante dalla costa tirrenica. Questa zona, che comprende parecchie aree con precipitazioni oltre i 451 mm., alla Sila, ad Avellino, a Gaeta e a Velletri, non raggiungerebbe i Monti Simbruini, i quali sarebbero invece compresi nella fascia con precipitazioni da 251 a 350 mm.; mentre una precipitazione invernale minore, solo fra 201 e 250 mm., risulterebbe per l'Abruzzo da Avezzano a Sulmona verso l'Adriatico.

Tutti sanno come, per mancanza di osservatori abbastanza numerosi, e particolarmente nelle alte regioni montuose, le carte pluviometriche riescano necessariamente molto imperfette, per il fatto della piccola pluviosità relativa in luoghi abitati, dove sono generalmente installati i pluviometri, in prossimità o in mezzo a monti che hanno invece forti precipitazioni; tuttavia questa distribuzione delle precipitazioni invernali, più abbondanti dal lato del Tirreno che da quello dell'Adriatico, deve essere tenuta in conto nelle considerazioni che faremo relativamente allo sviluppo glaciale nella sezione della penisola che stiamo esaminando.

Osserveremo pure fin d'ora che un'altra zona con precipitazioni invernali da 351 a 450 mm. si sviluppa nella Liguria orientale, in Lunigiana, proseguendo per Firenze fino ai monti camaldolesi, com-

---

(1) *Le precipitazioni atmosferiche in Italia*. Ann. dell' Uff. Centrale Meteor. it., S. 2ª, vol. XXVII - Parte I, 1905.

prendente essa pure aree di maggiori precipitazioni, oltre i 400 mm., e che l'intervallo di minor pluviosità, che si interpone fra le due zone, sembra corrispondere alla zona che sarebbe coperta, rispetto ai venti di Libeccio, provenienti dal Mediterraneo orientale, dalle isole di Sardegna e Corsica.

Tuttavia, la sola differenza di posizione in una ristretta zona della penisola, compresa fra il Tirreno e l'Adriatico, non parmi sia sufficiente a spiegare il contrasto che risulterebbe fra le osservazioni fatte dal Viola, dal Dainelli e da me nel gruppo dei Monti Cantari e Simbruini, le quali costituiscono una interessante e abbastanza armonica interpolazione fra quelle fatte in altri gruppi appenninici dal De Lorenzo a sud e dallo Zaccagna a nord, con quelle finora eseguite nei principali gruppi montuosi degli Abbruzzi i quali raggiungono o superano, anche di molto, i 2000 metri di altitudine. Da queste risulterebbe infatti uno sviluppo dei ghiacciai dell'epoca glaciale plistocenica di molto inferiore per numero e in generale anche per ampiezza, a quello che il paragone colle suindicate regioni permetterebbe di supporre, quando si escluda l'ipotesi, la quale per le considerazioni fatte appare poco probabile, che i gruppi del Sirino, dei monti Simbruini-Cantari e delle Alpi Apuane abbiano subito nell'epoca post-glaciale degli abbassamenti importanti, di alcune centinaia di metri, ai quali non abbiano partecipato i gruppi abbruzzesi.

Noi dobbiamo perciò aspettarci che ulteriori studi in questi monti ci mostreranno l'esistenza di numerosi piccoli ghiacciai, di cui non è stata fin qui sospettata l'esistenza, in tutti i gruppi che presentino circhi di discreta ampiezza, culminanti a cime prossime o superiori ai due mila metri, e aventi conveniente esposizione nord o nord-est e adatta conformazione valliva.

Nei gruppi più alti del M. Velino, della Majella e in parte anche in quello del Gran Sasso, pel quale si hanno già osservazioni meno incomplete, si verrà certo alla determinazione di un assai più ampio sviluppo di ghiacciai vallivi e alle delimitazioni di nuove masse moreniche in valli e a quote assai basse dove non erano sospettate.

Basta dare un'occhiata ad una carta degli Abbruzzi al 500 000 e vedervi il grande numero di cime che superano i 2000 metri, per capire l'importanza di questa mia osservazione; e se si esaminano, ad esempio, le carte al 50 000 dei gruppi del Velino e della Majella, alla stregua dello sviluppo che il fenomeno glaciale ha avuto nel basso gruppo dei Monti Simbruini, si giunge a delle conclusioni che rendono del massimo interesse scientifico una revisione di quei gruppi, allo scopo di accertarvi l'importanza e le modalità di sviluppo di tale fenomeno.

Prendendo in esame il fenomeno nel gruppo dei Monti della Majella come non ammettere, ad esempio, che esistessero all'epoca glaciale, dei ghiacciai di qualche importanza nell'alto bacino del torrente Avello, sopra Pennapiedimonte, nei valloni Tre Grotte e Selvaromana, oltre quelli del Vallone Cannella e in quello affluente delle Mandrelle e in quello dell'Orfento, scendente a N. verso Caramanico? L' importante erosione post-glaciale, enormemente accresciuta dalla ripidezza delle incisioni vallive, avrà trasformate e cancellate in buona parte le caratteristiche forme di erosione glaciale delle roccie nei fondi di valle, ed esportati, in gran parte, i depositi morenici; ma io oso credere che attente ricerche faranno riconoscere i resti di essi a quote molto più basse di quelle indicate finora. E io non mi stupirei di vedere resti di morene nel basso vallone S. Spirito a non grandi altezze sopra Fara S. Martino (700-800 m.), dovute al ghiacciaio che dirò Cannella-Mandrelle, o poco a monte del Castello di Caramanico (750-800 m.), dovuti al ghiacciaio dell' Orfento, scendenti in direzione opposta dalle alte cime del gruppo (2795, 2665, 2610 e 2740 m.).

Dalla osservazione dei rilievi geologici fatti in questo gruppo dai sigg. Moderni e Cassetti nella tavoletta di Caramanico, io sono indotto a ritenere di origine glaciale le masse detritiche a monte dell'abitato omonimo, quelle del Colle Castellano, e particolarmente le importanti masse sulle quali sarebbero posti gli abitati di S. Eufemia di Majella, col tipico Colle S. Matteo (921 m.), e di S. Giacomo, al basso di un poco profondo vallone, scendendo dalle più alte cime del gruppo, il Pesco Falcone (2646 m.) e il M. Amaro (2795 m.).

In gran parte di origine glaciale debbono essere le grandi masse detritiche esistenti al basso delle falde scendenti dalla scoscesa muraglia che dal M. Amaro si dirige verso sud, comprendente cime superiori ai 2500 m., fino al « Fondo di Femmina Morta », piano questo di origine pure probabilmente glaciale, e, più oltre, cime superiori ai 2400 m., fino al confine della più bassa Serra Carracino.

Di origine certamente glaciale si manifestano le colline di detrito calcare, con quota 1240 m., limitanti a ponente il piano prativo, di origine lacustre, della Regione « Prati della Macchia » e le potenti masse detritiche in regione Ripe della Rocca sulla sinistra dell'alto Avella. E non è forse improbabile che sia ancora di origine glaciale la costa detritica, profondamente erosa dall'Avella, sulla quale si sviluppa l'abitato di Pacentro, a 650-700 m. sul mare; nella quale ipotesi quella potentissima massa detritica rappresenterebbe la morena estrema di un ghiacciaio scendente dall'alta costa (2500-2600 m.), limitante a ponente la Valle di Femmina Morta.

L'esame del terreno e particolarmente della costituzione della falda erosa dal torrente, permetterà di decidere fra questa ipotesi, dell'origine puramente glaciale, e un'altra secondo la quale la grande massa detritica possa rappresentare un antico conoide fluvio-glaciale.

Sempre alla stregua delle osservazioni fatte nel gruppo Simbruini-Cantari, in quello del Velino, emergente sull'altipiano abbruzzese, si dovrebbero definire degli sviluppi di ghiacciai ben oltre i limiti finora ad essi timidamente assegnati, circoscrivendoli ai più alti tratti di valle attorno alla più alta cima (2487 m.).

Non pare dubbio ad esempio che nel versante meridionale un piccolo ghiacciaio sia esistito nel vallone della Genzana, tra la Costa del Ceraso e la Costa Stellata, il quale avrebbe originato il laghetto a 1900 m. e morene più in basso. Ghiacciai più importanti avrebbero dovuto svilupparsi verso il cieco Piano di Pezza, che sarà stato invaso dalle morene, verso la Macchia di Puzzillo e il chiuso Piano di Campo Felice, verso la Camardosa e Il Lago, e nell'alto vallone della Giumenta, il cui lago sarà di origine glaciale, come quello della Duchessa. Questi ghiacciai si sarebbero staccati dall'alto acrocoro com-

prendente il Costone del Ceraso (2102 m.), la Cima dell'Orso (2239) il Costone (2277), il M. Puzzillo (2177), il M. Cornacchia (2118); e altri dall' importante M. Sirente (2349), dal gruppo M. Rotondo–M. S. Rocco (1913) e dalle isolate cime del Ginepro (1941), del Marrone (2264), del M. d'Ocre (2206), del M. Cefalone, della Costa Orsella (2137 m.).

A testimonianza della estensione di alcuni di quei ghiacciai si troveranno probabilmente dei resti di morena a quote relativamente basse, malgrado la generale ristrettezza e la non felice conformazione dei circhi di raccolta. Fanno eccezione per la buona forma il circo del Piano Puzzillo, culminante alla cima detta Il Costone (2277), e per la discreta ampiezza quello Costa della Tavola–Piano di Pezza, culminante alla Costa dell'Orso (2239).

Nel gruppo del Gran Sasso, oltre alle vedrette ed ai ghiacciai importanti, che convogliarono i materiali morenici fin presso i 600 m. s. m., staccandosi verso Nord dall'alto crestone M. Siella (2033), M. Corno (2914), M. Franco (2135), e oltre il ghiacciaio del Portella, dovettero aver vita nel versante meridionale di quel crestone altri ghiacciai e vedrette, scendenti verso la Regione La Coppa, verso Campo Imperatore e verso e oltre Assergi, talchè saranno coi futuri studi delimitabili, anche verso sud e sud–ovest, masse moreniche più numerose e più basse di quanto finora si creda.

Più a sud, oltre che al M. Meta, dove sono stati riconosciuti diversi ghiacciai, ne dovettero presentare il M. Marsicano (2242 m.), il Monte Greco (2283), il Pratello (2056), il M. Argentone e la Costa della Montagna Grande (2208), donde doveva scendere il ghiacciaio che originò il Lago di Scanno, ipotesi preferibile a quella che lo attribuisce a un ghiacciaio del meno elevato e meno ben collocato M. Genzana, il M. Rotella (2127), il M. Paleno (2136), ecc.

Molto più a nord il M. Gorzano (2455), il Pizzo di Sevo (2422) e a nord-ovest il Terminillo (2213) e il gruppo dei Monti Sibillini dovrebbero presentare traccie di uno sviluppo glaciale plistocenico più importante di quello risultante dagli studi fin qui compiuti.

Alcuni geologi sembrano disposti a ritenere che in alcuni casi,

anche di alti gruppi come la Maiella, si tratti di nevati anzichè di veri ghiacciai; ma questa ipotesi mi sembra suggerita da una incompleta concezione dei fatti. Se noi pensiamo alla persistenza, attraverso ad uno o più estati, della neve di grosse valanghe, possiamo facilmente immaginare come sia poco probabile che un ipotetico nevato, riempiente un circo montano e la sottostante valle per alcuni chilometri, non sia in breve volger di tempo convertito in ghiacciaio, quando, come è ovvio che accada, esso non venga annualmente disciolto. Bisogna poi osservare che se un nevato a forma di vedretta contro una parete a forte pendenza può dar luogo, al suo piede, a cumuli detritici con forma di morena (però sempre con massi angolosi), esso non potrebbe originare nulla di simile ad una morena frontale quando si estendesse per dei chilometri in un fosso vallivo.

Se gli sviluppi glaciali, sommariamente accennati a titolo di previsione, e quale traccia di un interessante studio del glaciale abruzzese, prendendo come punto di partenza quelli accertati nel gruppo Simbruini-Cantari, delle Apuane e del M. Sirino, non saranno verificati cogli studi ulteriori del fenomeno glaciale plistocenico abruzzese, due ipotesi si potranno affacciare per spiegare il contrasto che ne risulterebbe: 1) quella di una molto differente quantità di precipitazioni nevose fra i gruppi montuosi che si affacciano al Tirreno e quelli che stanno a qualche distanza dai due mari o si affacciano invece all'Adriatico; 2) quella di movimenti relativi post-glaciali fra quei primi gruppi e gli altri.

Ora, dalla carta delle precipitazioni invernali, cui si è accennato avanti, per quanto noi dobbiamo ritenere che essa non rappresenti nemmeno con qualche approssimazione le precipitazioni che si verificano nelle parti alte dei gruppi montuosi, ammettendo una analoga distribuzione delle precipitazioni invernali nell'epoca glaciale, sembra risultare una indicazione in favore della prima ipotesi.

Ma il quesito è tutt'altro che semplice, e per la sua dilucidazione noi dobbiamo augurarci che gli studi delle traccie glaciali

nell'Appennino abruzzese siano condotti con cura e con metodo di pari passo con quelli della stratigrafia e della tettonica.

Io ho accennato alla possibilità che le morene di Rendinara corrispondano ai periodi di Riss e di Würm, pensando che se le glaciazioni sono dovute ad abbassamenti di temperatura, questi abbiano dovuto manifestarsi con una certa continuità dalle Alpi all'Appennino; però, lo stato ancora molto imperfetto degli studi glaciologici in quest'ultimo sistema montuoso, anche nelle regioni più alte, dove lo sviluppo dei ghiacciai essendo maggiore potrebbe permettere i più utili confronti, ci impedisce di indicare qualsiasi paralellismo fra le glaciazioni alpine e quelle appenniniche.

Appendice riflettente altri fenomeni quaternari.

Sulla contemporaneità dei ghiacciai dei Simbruini con le eruzioni del vulcano laziale.

Il Dainelli, nel lavoro anzi citato, parla pure della presenza di elementi vulcanici nella fanghiglia morenica della seconda glaciazione da lui supposta (avente il limite di 1650 m.), per cui si dovrebbe ammettere l'esistenza di ghiacciai negli Ernici mentre avvenivano le eruzioni del vulcano laziale, senza però indicare quali precauzioni egli abbia prese per assicurarsi che il materiale esaminato non fosse superficiale; il che non si poteva escludere senza l'esecuzione di uno scavo un po' profondo nella parte culminante della morena, dove i suoi materiali fossero stati meno soggetti ai rimaneggiamenti delle pioggie in tutto il periodo post-glaciale, o senza l'osservazione di una sezione naturale ben chiara di una morena.

D'altra parte occorre notare che la presenza di materiali vulcanici nella massa morenica potrebbe essere dovuta a rimaneggiamento di materiali deposti anteriormente ai ghiacciai sulle falde montuose, che essi abbiano poscia ricoperti.

Dei tufi vulcanici ed elementi isolati sono sparsi in tutto l'Abbruzzo, e le alluvioni a stratificazione torrentizia sulle quali è co-

strutta la città di Avezzano presentano, anche in profondità, numerosi filaretti e veri banchi grossi anche 20-30 cm., costituiti essenzialmente da elementi vulcanici di dilavamento (cave di ghiaia presso la ferrovia a N.O. della città).

Tali materiali costituiscono essenzialmente lo strato di terreno vegetale in molti punti, per esempio sull'ampio terrazzo diluviale della regione Scalzagallo a nord di Avezzano (1) e ai piedi delle falde orientale e occidentale del calcareo Monte Cimarani, a ridosso del quale era impiantato il villaggio Le Cese, che è stato uno dei più completamente distrutti. Un altro deposito importante osservasi nella parte piana e un po' verso le scarpate calcaree dalla gola di Capistrello. Lo studio cronologico particolareggiato del Plistocene di questa regione e delle modalità con cui vi sono associati i materiali vulcanici potrà concorrere alla determinazione della estensione cronologica della attività dei vulcani romani.

Anche per la discussione sugli eventuali movimenti regionali degli Ernici e dei Lepini, alcuni dei quali saranno stati contemporanei alla nascita del Vulcano Laziale e all'accensione di tutto il sistema vulcanico della provincia Romana, è di grande interesse la ricerca degli elementi vulcanici a qualche profondità e preferibilmente partendo dalle dorsali delle diverse morene che si verranno a delimitare, essendo così garantiti che gli elementi trovati siano effettivamente contemporanei del deposito morenico.

(1) Tale terrazzo si sarebbe prestato molto meglio che il piano dell'attuale città per la ricostruzione di essa, a causa delle molto migliori condizioni rispetto alle falde idriche, le quali, a mio avviso, per la grande attività e per le annuali forti oscillazioni nell'immediato sottosuolo, hanno avuto una grande influenza sulla immensità del disastro, insieme all'irrazionale metodo di costruzione e alle pessime malte. Queste ultime osservazioni si possono estendere a tutti gli abitati, e la cattiva qualità delle malte in non pochi casi era dovuta all'impiego di terra rossa o da un miscuglio di essa con materiali vulcanici, come se fosse stata pozzolana; mala pratica che io ho vista seguita anche dopo il terremoto.

Colossali franamenti di masse calcaree dai ciglioni di terreni secondari lungo le falde argilloso-arenacee terziarie nella Valle del Liri.

Dei fenomeni quaternari molto interessanti, anche perchè in relazione colla posizione di alcuni importanti centri abitati, più o meno colpiti dal terremoto, son quelli costituiti da masse più o meno importanti di calcari, che sono scivolate sulle sottostanti marne ed arenarie terziarie, staccandosi dai ciglioni che coronano i due versanti della Valle del Liri. Così è di quella piccola e molto fratturata sulla quale era fondato il misero abitato di Meta, frazione di Civitella Roveto, sulla destra del Liri, completamente distrutto, quella molto grande e meno fratturata sulla quale è fondato l'abitato di Civita d'Antino, molto danneggiato in qualche suo quartiere, e quello meno chiaro, ma che sembrami avere la stessa origine, pure molto fratturato, il quale dette luogo alle grosse frane sopra S. Restituta, sul quale sta l'abitato di Morrea, pure molto danneggiato.

Questi fenomeni rappresentano in grande scala l'altro fenomeno che si osserva in molti punti lungo le falde argilloso-arenacee, specialmente a monte di Capistrello, per cui grandi masse di detrito calcareo staccato dall'alto ciglione, per lenti e continui movimenti di frana, finiscono per raggiungere il fondo di valle.

La natura eminentemente argillosa e plastica della formazione terziaria fa sì che le falde siano in molti tratti franose, il che spiega i fenomeni anzi accennati in grande e in piccola scala.

Conoidi detritici cementati pensili.

Questi fenomeni, che si osservano in molte valli calcaree, assumono nella valle del Liri un certo interesse, per lo sviluppo singolare, per la influenza che esso ha avuto sulla distribuzione delle sedi degli abitati, e pel carattere speciale che dà alla loro plastica la grande importanza della erosione posteriore.

I conoidi alluvionali, costituiti essenzialmente da elementi calcarei, staccati dall'erosione agli alti ciglioni, sono quasi sempre completamente cementati, per modo da costituire delle breccie solidissime, talora in banchi molto potenti.

Un esempio bellissimo è dato dall'imponente conoide di Balzorano, avente alcuni chilometri quadrati di superficie. dal cui contorno. scalzato dall'erosione posteriore, franano enormi massi, specialmente dal lato meridionale. Sopra uno di questi massi, staccato dal lato occidentale e impiantato sopra una massa argillosa in frana, interessante buona parte dell'abitato, è costrutto l'antico e pittoresco castello, che rimase gravemente danneggiato, malgrado la solida base monolitica.

Sopra dei residui di conoidi minori, intaccati ai due lati da valloncelli, erano fabbricati gli abitati di S. Vincenzo-Valle Roveto e di S. Giovanni. La sottigliezza della platea conglomeratica intaccata e ridotta a ristretta striscia da valloncelli laterali vicini, e poggiante sopra un sottile contrafforte argilloso-arenaceo, unitamente all'altezza straordinaria delle case ed alla pessima costruzione, spiegano le grandi rovine causate dal terremoto in quei due abitati.

Un frammento di conoide detritico cementato, a lieve pendenza, avente alla superficie degli enormi blocchi calcarei, che valsero alla regione il nome di « Regione Peschi » (1), si osserva nella costa fra Castronuovo e Rendinara. Per la sua posizione questa platea, sebbene sia ora alta qualche centinaio di metri sul fondo di valle e da esso completamente staccata, deve considerarsi come un residuo di un conoide detritico cementato originato dal Vallone del Rio, del quale si è parlato precedentemente ; e gli enormi blocchi di calcare (peschi) giunti quivi a tanta distanza dal luogo d'origine, hanno dovuto percorrere una parte del loro tragitto sul dorso del ghiacciaio che riempiva quel vallone e del quale si è parlato dianzi.

Un altro interessante conoide di detrito calcareo cementato è quello sul quale è costrutto l'abitato di Colle S. Magno, presso Roccasecca. Colà l'ampiezza e la potenza della massa cementata ha salvato l'abitato, il quale rimase pochissimo danneggiato dal terremoto. Per l'erosione profonda del vallone Settare ivi pure il terrazzo

(1) Il vocabolo « pesco » significa in Abruzzo « roccia », e forma in vari casi la radicale di nomi di villaggi fondati sopra una massa rocciosa più o meno sporgente (Pescosolido, Pescocostanzo, ecc.), o di nomi di monti.

conglomeratico è pensile, come quelli di Balzorano, della regione Peschi, di S. Vincenzo e di S. Giovanni.

La elevazione a cui si trovano questi antichi terrazzi alluvionali cementati dimostra, al pari dell'altezza sul fondo di valle a cui si trovano ad esempio le alluvioni sotto l'abitato di Canale, rispetto al letto Liri, profondamente incassato nella forra calcarea, l'importanza della erosione valliva verificatasi durante il quaternario recente.

Fenomeni carsici.

Sono da tempo note la dolina di Alvito, detta Fossa Majora, le altre minori come quella di Fontana Liri detta Fossa del Monte. L'ing. Viola ha trattato ampiamente nel 1897 della *struttura carsica* dimostrandone la grande diffusione nei monti della provincia romana, ed il Cassetti indicò l'esistenza della bella dolina di Campoli detta il Tomolo. Nelle mie poche gite nella Valle del Liri ho notato le doline poco a monte di Pescosolido e una a mezzo franata sotto il villaggio di Posta-Fibreno. Posso dare una fotografia del Tomolo di Campoli Appennino, il cui abitato è posto in giro sul lato nord-occidentale della bella, grandiosa e regolarissima fossa carsica, avente un diametro di 300 m. circa (tav. I).

Sono pure a notarsi le valli cieche di Verrecchi e di Cappadocia, allineate a SE dell'anticlinale di Tagliacozzo, e quelle numerose e svariatissime di forma esistenti nei monti ad occidente di Castellafiume, fra cui sono notevoli quelle del Piano della Dogana, quella a SO di Cima Bertina e quella della Valle di Campo Rotondo.

Come legate ai fenomeni carsici debbonsi ritenere le grandi sorgenti di Pescosolido, le quali sgorgano al limite (per frattura) fra i calcari cretacei e i terreni marnosi terziari, e le grandi sorgenti del Fibreno, le quali escono dalla stessa frattura al limite fra i calcari suddetti e le formazioni conglomeratiche del Pliocene di Fontechiari.

Una sorgente importante è anche quella presso Castellafiume, sgorgante essa pure al limite dei terreni terziari e la massa calcarea, nella quale si osservano gli interessanti fenomeni carsici sopra indicati.



La grande dolina detta « Il Tomolo »
sul cui orlo è costruito l'abitato di Campoli Appennino.

VIII.

C. CREMA

DEPOSITI GLACIALI LUNGO LA VALLE DEL RIO ARNO NEL GRUPPO DEL GRAN SASSO D'ITALIA

Fra gli affluenti meridionali del Vomano dopo il Mavone tiene, come è noto, il primo posto il rio Arno che scende lungo il versante settentrionale del Gran Sasso e, dopo aver ricevute alla sua destra, sotto Pietracamela, le acque del rio Porta, ed alla sua sinistra, sotto Intermesole, quelle del fosso omonimo, si getta nel Vomano presso Fano Adriano, presentando un dislivello di un migliaio di metri fra gli estremi del suo corso, pur così breve.

La valle dell'Arno non misura infatti che circa 12 chilometri di lunghezza; essa si inizia fra il Pizzo Cefalone ed il Corno grande col vasto piano di Campopericoli, di dove attraverso alla stretta gola, ricca di copiose sorgenti, che intercede fra il Monte d'Intermesole ed il Corno piccolo, si dirige a Nord con un andamento pressochè rettilineo fino al suo sbocco nella valle del Vomano. Due valli minori, come si disse, vi confluiscono: quella del rio Porta, un modesto vallone la cui testata si appoggia alla falda settentrionale del Corno piccolo e quella, assai più importante, d'Intermesole la quale presenta nel suo insieme conformazione e dimensioni non molto diverse da quelle del rio Arno e col nome di fosso Venacquaro risale, fra i monti Corvo e d'Intermesole, fino all'altipiano detto appunto di Venacquaro, contiguo a quello di Campopericoli, situato alla stessa altezza e quasi ugualmente esteso.

Nella sua parte più alta il bacino dell'Arno si apre nell'ossatura calcarea del Gran Sasso, ma a valle delle due gole attraverso le quali

sboccano a Nord i due altipiani di Campopericoli e di Venacquaro esso è scavato nelle arenarie scistose del Miocene medio eccettuata solo l'ampia giogaja, che lo separa dal Rio S. Giacomo, la quale è costituita dai calcari marnosi che formano il termine più basso del Miocene medio: in relazione appunto a tale diversa costituzione rocciosa, alle ardite e svariate forme della prima zona, altre ne subentrano nella seconda dolcemente arrotondate e più monotone.

I due altipiani di Campopericoli e di Venacquaro, delimitati d'ogni intorno da erte pendici e sede tuttora nelle loro più profonde insenature di nevi perenni, possiedono tutti i requisiti per potersi considerare come gli anfiteatri di due antichi ghiacciai protendentisi attraverso le due anguste gole a settentrione, e tali infatti furono ritenuti da Forsyth Major (1), Partsch (2), Hassert (3), Cacciamali (4) e Sacco (5).

Però questi autori non segnalarono traccie glaciali nelle due valli dell'Arno e di Venacquaro che nelle loro porzioni più elevate e precisamente sopra i 1520 m. nella prima, i 1950 nella seconda; e solo il Moderni (6) ebbe a sospettare che due estesi lembi quaternarî esistenti molto più in basso, nei pressi di Pietracamela e di Fano Adriano, dovessero considerarsi come avanzi di antiche morene.

La primavera del 1918 avendo visitato parte di questo bacino in compagnia del cav. A. Pangrazio del Genio Civile, che colla sua grande

---

(1) C. J. Forsith Major. *Il Gran Sasso d'Italia e due dei suoi abitatori.* Boll. C. A. I., v. XIII. Torino 1879, p. 230.

(2) I. Partsch. *Die Hauptkette des Zentral-Apennins.* Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdk. zu Berlin. XVI, Berlin 1889, p. 439.

(3) K. Hassert. *Traccie glaciali nell'Abruzzo.* Boll. Soc. Geogr. it., s. 4ª, v. I, Roma 1900, p. 621.

(4) G. B. Cacciamali. *Formazione geologica del Teramano.* Monogr. d. Prov. di Teramo, v. I. Teramo 1892, p. 165.

(5) F. Sacco. *Il gruppo del Gran Sasso d'Italia.* Mem. R. Acc. d. Sc. di Torino, s. II, t. LIX. Torino 1909, p. 82. — *Gli Abruzzi.* B. S. G. I., v. XXVI. Roma 1907, p. 427.

(6) P. Moderni. *Osservazioni geologiche fatte nell'Abruzzo Teramano durante l'anno 1894.* B. C. G. I., v. XXVI, Roma 1895, p. 452.

conoscenza dei luoghi mi fu preziosa e gradita guida, ebbi agio di fare alcune osservazioni le quali vengono a confermare pienamente l'ipotesi del Moderni e che mi sembra perciò opportuno di far conoscere: grazie alla cortesia del sig. A. Curti, insegnante a Pietracamela, posso accompagnarle con una bella veduta fotografica da lui eseguita, che contribuirà efficacemente a dare una chiara idea della topografia di gran parte della zona considerata e, col soccorso delle indicazioni aggiuntevi, anche della sua costituzione geologica, molto diversa da quella indicata nelle carte fin qui comparse.

***

Il più importante dei due lembi quaternari ora accennati si trova immediatamente a monte dell'abitato di Pietracamela, donde protendendosi per oltre 3 chilometri verso Sud con una larghezza spesso di poco inferiore ad un chilometro e mantenendosi ad un' altezza media di circa 1300 m. s. m. forma un altipiano a cavaliere dell'Arno e del Porta denominato I Prati. Nella sua zona centrale questo altipiano, leggermente declive a Nord, è longitudinalmente solcato da una serie di piccoli corsi d'acqua che riunendosi si innestano poi nel rio Porta, poco sopra di Pietracamela; ma sugli orli l'erosione fu assai più energica, poichè, spingendosi fino alle sottostanti arenarie ed intaccando perciò il deposito fino alla sua base, vi determinò la formazione di lunghe pareti verticali che ne mettono in evidenza la costituzione per tutta la sua altezza. Il deposito si mostra così un ammasso di detriti di calcari biancastri, per lo più a spigoli vivi, raramente più o meno logorati ed arrotondati, delle dimensioni più svariate e caoticamente affastellati senza accenno di stratificazione. I ciottoli sono per lo più ricoperti da una patina calcarea e spesso anzi l'azione incrostante delle acque ha trasformato la massa detritica in una breccia grossolana. Questa per altro non è in generale molto resistente alle azioni degradatrici, come lo provano le numerose e svariate cavernosità che vi si osservano ed il copioso detrito che ingombra le sottostanti pendici.

Alla sua estremità meridionale la formazione ha una potenza di un centinaio di metri, e forse più; presso Pietracamela il suo spessore

si riduce invece a meno di un terzo. Al contatto fra la massa detritica e le sottostanti arenarie si ha un livello di sorgenti, alcune delle quali perenni e notevoli.

La natura del deposito esclude senz'altro che questo sia una formazione alluvionale; la sua posizione esclude del pari che si tratti di detrito di falda: tutti i suoi caratteri corrispondono invece esattamente a quelli di un deposito d'origine glaciale e lo designano come un avanzo di morena superficiale.

Assai meno esteso del precedente ma pur sempre importante è l'altro ammasso detritico esistente presso Fano: esso si adagia sulle arenarie fra il paese ed il piccolo piano dell'Annunziata formando sulla sinistra della valle dell'Arno gli inaccessibili appicchi della Vena Rossa. La sua potenza supera certamente un centinaio di metri: la sua costituzione ed il suo modo di presentarsi sono del tutto identici a quelli del lembo detritico testè descritto: anche per esso devesi quindi ammettere un' origine glaciale.

Oltre questi due importanti residui morenici osservasi ancora, principalmente sul C. Cepito ed in parecchi altri punti del versante destro del Porta, nonchè sulla sponda sinistra dell'Arno a poco più di un chilometro sopra Pietracamela, del materiale morenico, talora anche discretamente abbondante, sparso qua e là e che, come i due ammassi più estesi, spicca per la sua colorazione chiara sulla formazione giallo-scuro delle arenarie.

Dato il rapido disfacimento cui vanno soggette tali arenarie che costituiscono quasi tutta questa parte del bacino sarebbe vano il ricercarvi traccie di altro genere dell'antico ghiacciaio quali strie o roccie arrotondate.

Non è certo facile il ricostruire in base a questi pochi resti l'antico apparato morenico al quale appartenevano tutte queste masse detritiche: tuttavia pare che l'esteso lembo morenico di Pietracamela debba considerarsi come un avanzo della morena mediana dell'antico ghiacciaio che si stendeva lungo la valle del rio Arno; il minuto materiale detritico sparso sulla sponda opposta del torrente sarebbe tutto

ciò che rimane della sua morena di sinistra, come quello di C. Cepito e delle pendici adiacenti costituirebbe i resti della sua morena destra.

Infatti il grande ghiacciaio che proveniva da Campopericoli poco dopo il suo sbocco nella valle Arno propriamente detta per le condizioni topografiche locali doveva espandersi sulla sua destra, invadendo la valle Porta ed allacciandosi, respingendolo verso est, al ghiacciaio-vedretta che l'occupava scendendo dal Piccolo Corno. La sua morena destra seguendo questo movimento doveva necessariamente spostarsi anch'essa verso est, mentre diveniva la morena mediana del ghiacciaio composto. E' probabile che alla sua costituzione il ghiacciaio del Porta non portasse quasi alcun contributo, poichè, se esso dovette possedere morena destra discretamente importante come dimostrano i numerosi avanzi detritici che si osservano lungo tutto il versante orientale della valle, l'esame delle condizioni locali fa supporre che fosse privo di una vera morena sinistra.

Più in basso al ghiacciaio dell'Arno veniva certamente ad unirsi quello, poco meno importante, che scendeva da Venacquaro. Alla morena sinistra di quest'ultimo, divenuta dopo la fusione dei due ghiacciai la morena sinistra del ghiacciaio principale, dovettero quindi appartenere i resti detritici che tutt'ora si osservano presso Fano. La loro estensione e la loro potenza mostrano chiaramente il grande sviluppo raggiunto dall'antico ghiacciaio del rio d'Arno il quale dovette senza dubbio protendersi entro alla valle del Vomano, dove sarebbe interessante ricercarne le traccie. Un tale sviluppo, per quanto fin qui insospettato, è però perfettamente concepibile data la favorevole ubicazione del ghiacciaio, a ridosso del versante settentrionale del più alto gruppo dell'Appennino, e ricordando come sia stato da gran tempo (1) riconosciuto che nella contigua valle del Mavone, in condizioni topografiche e di esposizione assai meno propìzie, pure potè altre volte svilupparsi un ghiacciaio di grande spessore.

---

(1) G. Berruti e P. di St-Robert. *Gita al Gran Sasso d'Italia.* Torino, Tip. Bona, 1871, p. 19.

Del resto man mano che si vanno approfondendo le nostre cognizioni sulla catena appenninica, sempre più numerose ed importanti sono le prove di una attività glaciale di inopinata grandiosità. Io stesso procedendo al rilevamento dell'Abruzzo Aquilano ebbi ad imbattermi in numerose ed importanti traccie di antichi ghiacciai, vallivi e di circo, sulle quali non ho ancora potuto dare che brevi notizie preliminari (1) ma che spero di poter presto più compiutamente descrivere.

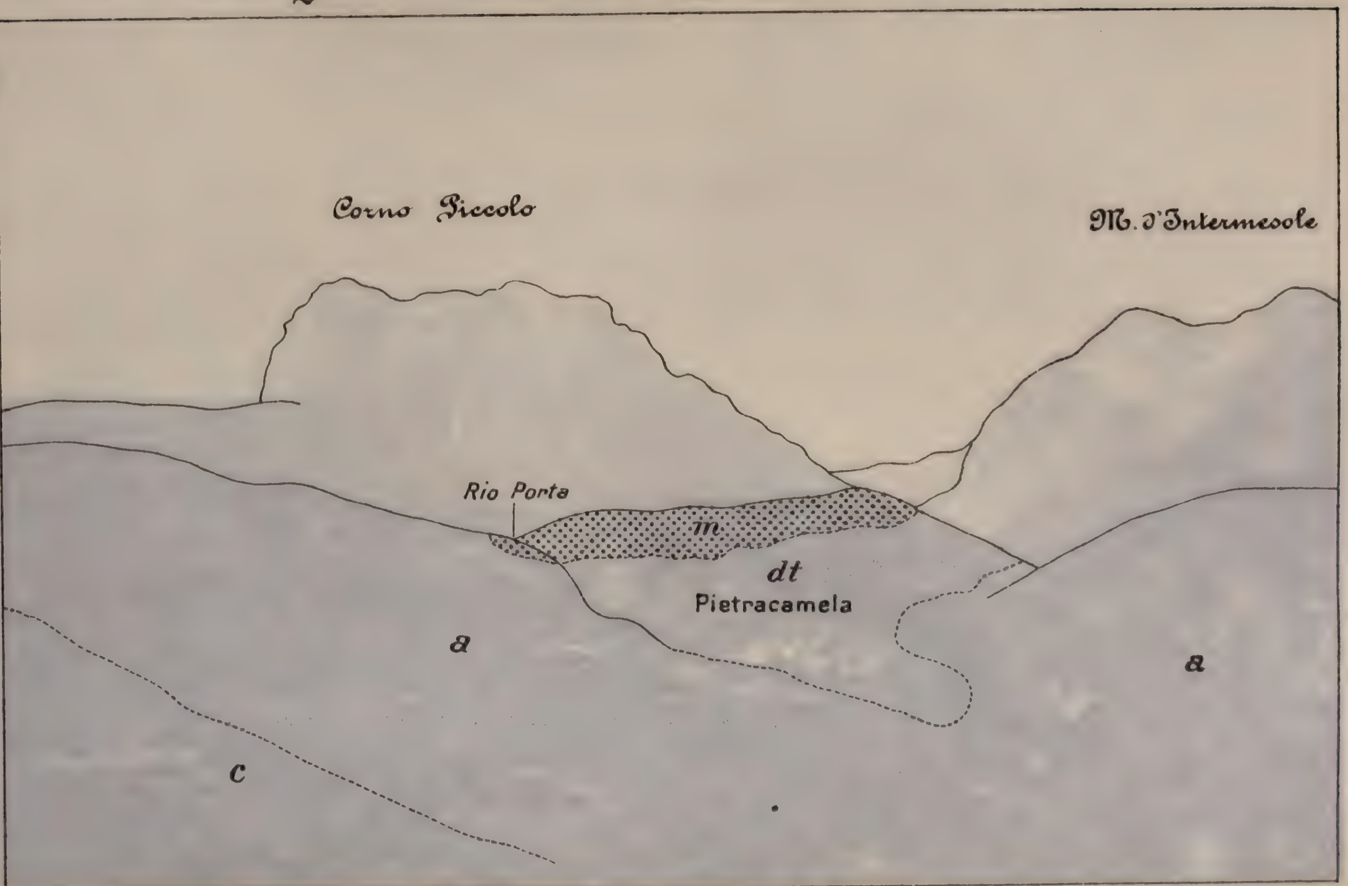
---

(1) C. CREMA. *Traccie di vaste glaciazioni antiche nei Monti della Duchessa.* Rend. d. R. Acc. d. Lincei, v. XXVIII, s. 5ª, f. 6º, sed. d. 16 marzo 1919, p. 235.

— *Il glacialismo nel gruppo del Monte d'Ocre.* Boll. d. R. Soc. Geografica it., f. V-VI, 1919, p. 323.

— *Sulla espansione glaciale quaternaria nella Conca del Fucino.* Boll. d. Soc. Geolog. it., vol. XXXVIII, 1920, p. 141.

Il Gran Sasso visto dalla valle del Rio Arno



dt = detrito di falda; m = morenico; a c = arenarie e calcari del Miocene.



IX.

VENTURINO SABATINI

LE ORIGINI DELLA CONCA DI BOLSENA

nelle concezioni di Breislak e di Pareto

Quando per lunghi anni si sono moltiplicate le ricerche sopra un difficile problema e la sua soluzione comincia a delinearsi intorno ad alcuni capisaldi sicuri si sente il bisogno di scendere profondamente nel pensiero di coloro che ci hanno preceduto nello stesso studio e che lo lasciarono incompleto sia per difetto di metodi, sia per difetto di tempo. Se questi predecessori furono uomini d'indiscutibile valore la moltiplicazione delle nostre ricerche ci permette un contatto tanto più intimo col loro pensiero per quanto più completa è la valutazione dei punti che rimangono ancora oscuri e delle difficoltà per arrivare a chiarirli. È in questo momento che l'accenno altrui, sembrato incerto altra volta, ci si mostra come l'espressione logica d'una felice intuizione timidamente sintetizzata per mancanza di prove sicure, o come l' espressione di errate deduzioni di cui con subita evidenza ci si manifesta l'insostenibilità. Spesso non si tratta di grandi luci, ma di piccole scintille, troppo fioche per coloro da cui partirono all'inizio d'un lungo e difficile cammino, ma sufficienti ad illuminare chi già si trova sulla buona via e non lontano dalla meta.

Non è necessario attardarsi a dimostrare quale profondo conoscitore della natura sia stato Scipione Breislak. Per darne un esempio basterà ricordare con quale intuito e con quanta chiarezza egli si espresse discutendo su quelle correnti fangose che avevano tenuto

e che, dopo di lui, tennero diviso ancora per lungo tempo il campo dei naturalisti, fino a quando con l'osservazione del terreno e con deduzioni teoriche io ne sostenni l'origine esterna, che poco dopo Lacroix dimostrò con prove inoppugnabili. E quanto a Lorenzo Pareto a me pare che finora non ne sia stato sufficientemente messo in evidenza il grande spirito d'osservazione. Pareto era nato geologo, e a lui si deve il primo abbozzo di delimitazione geologica e tre buone sezioni (le prime anch'esse) delle formazioni vulcaniche e sedimentarie delle regioni che si estendono da Monte Amiata a Roma. Chi, dopo avere studiato a lungo questo interessante paese, legge attentamente la memoria presentata dal Pareto al Congresso di Padova del 1842 e stampata nel Giornale Arcadico due anni dopo, ha motivo di compiacersi per la precisione delle osservazioni che vi riscontra. Sebbene nelle sue escursioni egli non seguisse che itinerarii di viaggio, nei siti dove passava la sua mente era sempre vigile e l'osservazione quasi sempre esatta. Così a lui non sfuggivano nè le grandi linee, come ad esempio la posizione delle trachioligoclasiti nella serie dei terreni dell'Amiata della Tolfa del Cimino, non capita da molti altri dopo lui ; nè i particolari minuti, come ad esempio il piccolissimo ma interessante affioramento di macigno d'Ischia di Castro.

Entrambi questi forti naturalisti, specialmente il secondo, parlarono dell'origine della Conca di Bolsena solo incidentalmente in un complesso di osservazioni. E sebbene non avessero insistito su tale origine l'intravidero in diverso modo ; ma entrambi contribuirono, l'uno di proposito, l'altro con una disgraziata incertezza di frase corretta però nella stessa memoria, a far entrare nella scienza una strana ipotesi sulla formazione delle conche vulcaniche.

1.

Nella memoria *Saggio di osservazioni sulla Tolfa, Oriolo, e Latera,*[1] Breislak si esprime così: « Vi sono naturalisti, i quali preten- « dono che il lago di Bolsena sia il residuo d'un antico cratere vul-

[1] Roma, Zempel, 1786, p. 84.

« canico; *altri vogliono che fosse una profondità che il mare avesse in « tal luogo, e che diverse isole vulcaniche sorgessero dal di lui fondo.* « Ambedue queste ipotesi possono avere il loro fondamento; parmi « però più probabile la seconda ». Con questa seconda ipotesi la conca del lago sarebbe un relitto marino.

Per dimostrare la subaqueità dei prodotti eruttivi di questa regione l'autore adduce le tre prove seguenti:

1. I tufi che costituiscono le colline intorno al lago sono prevalentemente « sabbionosi » e « sembrano formati da deposizioni di sostanze vulcaniche seguite nelle acque ».

2. I « basalti » di Bolsena hanno assunta la forma prismatica perchè consolidati anch'essi nelle acque.

3. Le colline intorno al lago non mostrano tracce d'antiche correnti che abbiano « estinto i vulcani », mancando « foci, e valli tra monti, nei quali si corrispondessero gli angoli sporgenti e rientranti ».

Secondo le idee del tempo queste ragioni, specialmente le due prime, dimostrerebbero la deposizione dei prodotti vulcanici in seno alle acque. Più difficile sarebbe il dimostrare che le acque siano state quelle del mare. Ma quanto all'origine della conca l'autore è molto laconico e occorre interpretare il suo pensiero.

Si dovrebbe dedurre difatti da quanto egli dice che della regione del Lago di Bolsena, occupata dal mare prima che il vulcanismo vi si manifestasse, i prodotti eruttivi venuti fuori rialzarono il fondo, che un sollevamento posteriore e forse in parte anche contemporaneo dovette far emergere. Le sabbie eruttate e rimaste alquanto in sospensione nell'acqua si depositarono con spessori ineguali e forse secondarono le pendenze d'un'antica fossa, abbassandosi nel mezzo e costituendo così una cavità. Ma tale conclusione è insostenibile perchè le pareti della conca non sono in concordanza con la giacitura degli strati di tufo dei suoi fianchi, e perciò si dovrebbe dedurre che essa non risultò dall'andamento della deposizione — ciò che esclude il relitto — ma fu scavata posteriormente. Ove poi si volesse ritenere che il relitto fu molto più piccolo della conca attuale, ciò che l'autore non dice, ma può avere tacitamente ammesso, e che l'erosione l'abbia allargato non è difficile vedere che la qualità

di rocce demolite dovette essere molto elevata. Di fatti a parte gli appicchi che si vedono in diversi punti del giro del lago, le due isole che ne emergono rappresentano gli ultimi frammenti di costruzioni molto più importanti. I canali che separano queste isole dalla terraferma hanno fondali massimi di 60 metri per la Bisentina e di soli 20 metri per la Martana, per cui la loro elevazione attuale su quei bassifondi varia dai 100 a 120 metri. Le parti demolite furono dunque considerevoli, e anche a tener conto d'un minimo del loro valore totale ne risulta che la cavità del lago avrebbe dovuto essere tutta riempita, almeno fino al livello della soglia dell'emissario attuale, che non dovette esistere in origine o essere più alto che oggi non sia. Non si capisce perciò dove sia andato a finire questo materiale, a meno di ammettere, contro l'ipotesi fatta, che manifestazioni centrali dell'attività lo abbiano lanciato fuori dei limiti della cavità attuale. Del resto, se si ammette, come pare che il Breislak abbia ammesso, che le due isole siano i resti di due bocche o di un'unica bocca centrale, è ammesso altresì che la conca, nella sua forma e nelle sue dimensioni originarie, sia stata un cratere, e l'ipotesi che si tenta di metter fuori dalla porta rientra dalla finestra.

Continuando ad analizzare la vaga concezione di Breislak, diverse « isole » vulcaniche,[1] cioè diversi crateri, si sarebbero aperti lungo una linea anulare, che potrebbe essere stata il contorno di un'area di abbassamento prevulcanico od essere stata una linea autoctona del terreno preesistente se avesse semplicemente delimitato un antico avvallamento. Due obiezioni serie possono farsi contro una tale opinione. Prima di tutto per costituire i recinti ancora visibili sarebbe stato necessario un numero grandissimo di tali crateri, affinchè disposti sopra un giro di parecchie decine di chilometri i loro coni fossero risultati così vicini da produrre didimoidi apprezzabili.[2] E se il solo grande cono di Latera costituisce uno dei lati

[1] Nell'ultima pag. loc. cit. nota seguente è detto « tre » invece di « diverse », ma corretto così la conclusione non cambia.

[2] V. Sabatini, *Il rilievo vulcanico generato da uno o da due punti esplosivi*. Mem. Ac. Lincei, 1919.

del recinto di Bolsena, sugli altri lati le dimensioni e il numero limitato dei coni periferici non hanno potuto completare tale recinto con una serie di didimoidi. Nè, per evitare questa obiezione, è lecito ammettere che i coni anzidetti siano stati in origine di dimensioni maggiori, quando i documenti che il terreno oggi ci presenta non avvalorano tale supposizione, anzi qualcuno dei coni riconoscibili, come quello di Montefiascone, non deve avere avuto dimensioni originarie troppo diverse delle attuali.

Quanto alla seconda obiezione osserverò che numerose bocche eruttive suppongono numerose linee di frattura. Queste o sono radiali intorno ad un centro al quale corrisponde la bocca principale rispetto alle altre che sarebbero secondarie, come nell'Etna e nel Vulcano Laziale; oppure costituiscono un campo vulcanico che può essere ugualmente sviluppato in tutti i sensi come nei Campi Flegrei, o allungato in forma di fascia (fascia eruttiva) come nella regione dei Puys d'Alvernia. Il campo fratturato anulare coll'area racchiusa intatta è evidentemente molto improbabile, e diventerebbe anche più improbabile se fosse andato a coincidere con una linea autoctona del terreno preesistente. Farebbe eccezione il caso in cui la conca fosse un'area di sprofondamento anteriore al vulcanismo e causa delle sue manifestazioni, se non fosse assai difficile ammettere che le fratture si siano limitate all'area perimetrale rispettando quella da essa racchiusa, e che per conseguenza quest'ultima non sia stata la sede principale dell'attività della regione, ciò che è smentito dalle due isole che emergono dal lago e che sono i testimoni parlanti d'una attività centrale. Inoltre nei terreni eocenici pliocenici e quaternarii che formano il basamento della gibbosità vulsinia niente autorizza ad ammettere queste aree di sprofondamento antevulcanico, le quali verificate per la Conca di Bolsena dovrebbero essere verificate anche per quella di Bracciano a causa della sua stretta analogia con la precedente.

Le mie osservazioni sul terreno mostrano che se si tiene conto degli affioramenti effettivi e presunti del basamento sedimentario della gibbosità vulsinia si deduce che tale basamento molto pro-

babilmente costituisce un rilievo convesso, per cui la topografia attuale della regione è la risultante di due gibbosità sovrapposte. È ciò che si verifica anche nel rilievo dei Cimini sotto dei quali l'argilla pliocenica sale dalle basse quote delle valli del Tevere della Vezza e del Mignone fino ad un massimo accertato di 620 m.[1]

Nel rilievo vulsinio il limite tra le formazioni sedimentarie e le vulcaniche trovasi a 200 m. s. m. nella Valle della Fiora, a 300 m. presso Acquapendente nella Valle della Paglia, a 380 m. presso la Gallicella, a 150 m. sotto Orvieto (Pozzo di S. Patrizio), a 230 m. alla Culata sotto Villa Felici, a 200 m. tra la Palazzina e lo Spuntone della stessa località, a 150 m. a Sipicciano, a 250 m. a Grotte S. Stefano, a 130 m. nella Valle del Traponzo presso Tuscania. Avvicinandosi maggiormente al centro della regione si trova l'arenaria sul ciglio S.O. del cratere di Latera presso la colata del Lamone a 320 m., l'arenaria d' Ischia di Castro a 370 m., il conglomerato a S.E. di Cellere a 350 m., l'argilla di Porano e quella di Civita di Bagnorea a 400 m., l'argilla di S. Cipriano presso il Vetriolo a 350 m.. e finalmente l'argilla di Bagnorea a 500 m. e ad una distanza inferiore a 3 ch. dal recinto più esterno della Conca di Bolsena. A questi dati di fatto che mostrano come il rilievo antevulcanico si vada sollevando verso il centro della regione vulsinia, va aggiunto un dato presunto, che pure ha la sua importanza. Dalle ricerche che ho eseguite finora non pare verificato il fatto, ritenuto da altri, che le lave più antiche dei Vulsinii siano quelle che furono indicate col nome di trachiti. Esse sono di due tipi principali: uno forma l'acrocoro di Carbonara e riappare più volte verso S. Lorenzo Nuovo, l'altro da più su di Piazzano a N.E. di Bolsena, cioè da oltre 600 m. s. m. scende fino presso il cimitero della detta città con un dislivello di oltre 300 m. La prima lava pare effettivamente anteriore a tutte le altre lave dei dintorni; non così la seconda che a Gazzetta contiene inclusi di lave

---

[1] *Vulcani Cimini.* Mem. Descr. Carta Geol. d'Ital., Vol. XV, Roma, Bertero, 1912, p. 29.

leucitiche, e che pare si alterni con le medesime, appartenendo ad un periodo eruttivo posteriore. La prima lava, al Fischiolo, sotto la montagna di Acquapendente, a 7 ch. dal ciglio della Conca di Bolsena, poggia sulle formazioni sedimentarie che ivi salgono a circa 350 m. di altitudine, cioè più su dello specchio d'acqua del lago omonimo. Si può quindi ritenere che le dette formazioni assai probabilmente debbano trovarsi a non grande profondità sotto la superficie di questo lago.

Nel quadro seguente raccoglierò i dati ora esposti, completandoli con l'aggiunta di alcuni spessori della pila di materiali vulcanici della regione.

LOCALITÀ	Posizione rispetto ai centri vulsinii — L. = Latera B. = Bolsena	Distanza dal cratere di Latera — ch.	Distanza dal cratere di Bolsena — ch.	Spessore delle formazioni vulcaniche — almeno m.	NATURA delle formazioni sedimentarie, dove appariscono, e loro altitudine in m.
Valle d. Fiora (O. di Pitigliano) .	Ovest L.	10,5	..	50	Argille e ghiaie plioc. - 200
Fosso Lente (N. di Pitigliano).	Id. L.	7	..	90	
P.° S.ª Lucia (S.E. di Pitigliano)	Id. L.	3	..	80-90	
P.° del Gaggio (S.O. di Pitigliano)	Id. L.	9,5	..	90	
Poco a N. di M. Calvo . . .	Sud-Ovest L.	11	..	80 [1]	
R.e Naiella (sotto colata Lamone)	Id. L.	0	11	100	Arenaria eocenica - 320
Cimitero d'Ischia di Castro .	Sud L.	1	8	..	Id. id. - 370
Cappella Broscio (S.O. di Cellere)	Id. L.	6	10	100	
Poco a S.O. di precedente . .	Id. L.	..	..	..	
Fosso Arroncino (S.E. di Cellere)	Id. L.	6	9	..	Conglom. plioc. - 350
Piansano.	Id. L.	5	5	80	
Arlena	Id L.	9	..	..	Aren. eoc. scoperti - 350
Roccarespampani.	Id. B.	..	18	50	
Poggio della Ficona	Id. B.	..	8	..	Calc. eoc. scoperti - 348
Casetta (N.E. di precedente) .	Id. B.	..	8	..	Aren. eoc. scoperti - 360
Corviano (Valle d. Vezza) . .	Sud-Est B.	..	—	90	
Grotte S. S.	E.S.E. B.	..	11,5	..	Sabbia pliocen. - 250
Sipicciano	Id. B.	..	15	..	Id. - 150
C.le S. Cipriano (Vetriolo) . .	Est B.	..	7	..	Argilla pl. - 350
Bagnorea	Id. B.	..	2,7	..	Id. - 500
Civita	Id. B.	..	5	..	Id. - 400
Porano	Nord-Est B.	..	7	..	Id - 400
Culata - Palazzina (E. d'Orvieto)	Id. B.	..	10,5	120	Id. - 200
Id. - Villa Felici (id.)	Id. B.	..	10,5	100	Id. - 230
Orvieto (Pozzo S. Patrizio). .	Id. B.	..	10,5	60	Id. - 150
Fischiolo (sotto Torre Alfina).	Nord B.	..	7	..	Id. - 350 ?
Gallicella (tra Fischiolo e Acquapendente).	Id. B.	..	7	..	Id. - 380
Acquapendente.	Id. B.	..	7	..	Id. - 300
M. Selvi (Sorano).	Id. L.	5	..	0	Calc. scoperti - 511

Diametro Conca di Latera 10,5 ch. — Diametro Conca di Bolsena 20 ch. circa — Diametro Lago di Bolsena 10,5 ch. E.O.; 13 ch. N.S. — Distanza tra i punti centrali delle due conche 13 ch.

[1] Non c'è da preoccuparsi della vicinanza di Monte Calvo, poichè la misura riportata concorda con le altre alla stessa distanza dal cratere di Latera.

Prima di chiudere questo paragrafo noterò una curiosa contraddizione in cui cade il Breislak quando nella stessa memoria parla della Conca di Bracciano. Egli dice difatti che intorno a tale conca si trovano « colline vulcaniche, residui per quanto apparisce dell'an-« tico cratere, e che danno al lago la figura d'un cono rovescio ».[1] Mentre questo autore con ragione non si preoccupa delle dimensioni delle due conche, poi gli sfugge completamente la loro analogia, da tutti riconosciuta, e non pensa che perciò il modo di formazione di una di esse avrebbe dovuto ripetersi per l'altra.

Ma la disparità di criterio egli continua ad applicarla quando considera la Conca di Latera, per la quale riconosce che i colli che la circondano sono d'origine vulcanica, mentre poi non pensa che essa stessa possa essere stata un cratere, malgrado le forme caratteristiche che non lasciarono in dubbio nessun altro naturalista. Difatti nel cratere di Latera l'occhio abbraccia tali forme assai più facilmente che nel cratere di Bracciano per le minori dimensioni.[2] Invece Breislak riconosce dentro il primo delle « valli orbicolari, « circondate da poggi, e che sembrano risvegliare l'idea di antichi « crateri ». E ne cita due, una nella cavità in cui si raccoglie il Lago di Mazzano (Mezzano), e l'altra verso Valentano, e della quale non si capisce bene l'ubicazione.[3]

2.

Il marchese Pareto scrisse mezzo secolo dopo Breislak, quando i concetti vulcanologici, pure essendo ancora poco sviluppati, avevano già subita una certa evoluzione. Le osservazioni si erano ripetute ed estese, Procaccini-Ricci aveva pubblicato i due volumi di *Viaggi ai Vulcani spenti d'Italia nello Stato Romano verso il Medi-*

---

[1] Pag. 4.

[2] Il diametro del recinto di Latera nella parte più elevata eguaglia quello dello specchio d'acqua di Bracciano.

[3] Pare che l'A. abbia considerato come recinto di tale cratere una parte del recinto di Latera.

terraneo, e sopratutto Brocchi — il più forte fra tutti gli studiosi antichi della Campagna Romana — poco prima del Procaccini-Ricci aveva pubblicato il suo *Catalogo ragionato* e la memoria in cui trattò *Dello stato fisico del suolo di Roma* e altri lavori non meno importanti.

Il Pareto nelle *Osservazioni geologiche dal Monte Amiata a Roma* dice che «vari laghi vi s' incontrano, ed i principali sono quelli di « Bolsena e di Bracciano.... La forma ne è per lo più circolare, e « da questa loro configurazione nasce spontanea l' idea che fossero an- « tichi crateri ».[1] Più avanti egli dice che il Lago di Bolsena è il centro di una grande gibbosità, e che se dal contorno di questo lago si suppongono tirate delle rette secondo le linee di maggior pendenza « ossia secondo i rivi che dalle medesime dicorrendo vanno a sca- « ricarsi nella Fiora o nella Paglia, o anche più lontano nella « Marta.... quelle linee prolungate in senso contrario, risalendo per « così dire secondo la loro inclinazione, andrebbero a riunirsi al- « l'incirca sopra il centro del lago, e formerebbero un cono, di cui « ipoteticamente si può supporre l'esistenza. Ciò posto, l'attuale ri- « lievo potrebbe aversi per un avanzo di questo cono ed il bacino « per una cavità apertasi in lui ».[2] E più avanti ancora aggiunge che « tutto il contorno della cavità del lago è composto di banchi « di numerose varietà di tufa, tranne le lave e i lapilli di Capo di « Monte e Bisenzio, non che quelle prismatiche delle vicinanze di Bol- « sena. Questi banchi inclinano generalmente più al difuori che verso « il centro della cavità medesima: onde avvalorerebbero l'idea, che « quello fosse un antico cratere. La qual cosa viene ad essere com- « provata dalla disposizione dei banchi di tufa nelle due isole, che « sorgono in mezzo al lago e che sono situate in modo che le diresti « quasi porzione di una scogliera o cresta circolare di un monte « che si alza dal fondo del lago, ma non giunge ad emergere se non « per quei due brevissimi tratti... verso il centro del lago, si rial- « zano le testate degli strati che inclinano... all'esterno. Questo esame

[1] Giorn. Arcad., Roma, 1844, pag. 5.

[2] Pag. 34.

« ne condurrebbe a concludere, che la gibbosità di Bolsena, astra-
« zion fatta dai monticelli che vi sopraggiunsero all' intorno, formi « un gran cono troncato con in mezzo un ampio bacino... e che dal « suo fondo s' innalzi.... altro cono centrale, del quale le isole Bisen-« tina e Martana sono le parti più elevate ».[1] Seguita ponendo i limiti del gran cono fra Toscanella (oggi Tuscania) e Montebello da un lato, e a mezza via tra Montefiascone e Viterbo dall'altro. A ribadire poi il concetto dell' origine craterica della cavità del lago di Bolsena, Pareto dice in seguito parlando della Conca di Bracciano che non si dilunga a darne la descrizione « perchè sarebbe sotto « minori dimensioni analoga a quella del lago di Bolsena » e « a « crederlo un cratere mutilato militano le stesse ragioni ».[2]

Con affermazioni così recise non si capisce a prima vista come nel bel mezzo della discussione questo autore si lasci sfuggire le parole seguenti: « Non si può nondimeno asseverare che questo lago « sia stato precisamente il suo cratere (del cono costituito dalla gib-« bosità di cui ha parlato anteriormente); ma senza fallo può « dirsi che all'intorno ebbero luogo molte eruzioni vulcaniche ».[3]

Se « asseverare » deve prendersi nel senso letterale di « affermare decisamente », « asserire in modo assoluto » le ultime parole riportate dovrebbero rivelare nel Pareto uno scrupolo e non già una contradizione, lo scrupolo che ad ogni naturalista serio, anche davanti a conclusioni sostenute da un gran numero di fatti, impedisce di essere troppo reciso nelle affermazioni. Il Pareto potrebbe quindi aver voluto dire: Delle bocche periferiche ci sono prove positive e la loro natura può asserirsi « senza fallo »; invece della bocca centrale, sebbene tutto induca ad ammettere l'esistenza, la dimostrazione è più difficile perchè gli argomenti in suo favore non sono egualmente evidenti, e perciò si possono affermare ma non « asseverare ». Del resto si sa che le bocche più recenti sono

---

[1] Pag. 41-42.
[2] Pag. 47.
[3] Pag. 35.

meglio conservate delle più antiche alle quali sono sovrapposte. Inoltre poichè una contradizione così puerile come quella da me notata non è ammissibile proprio in mezzo ai periodi che ho riportato e il cui significato non potrebbe essere più chiaro, sorge logicamente il sospetto che l'autore abbia voluto riferirsi a qualche cosa anche più determinata, che egli cioè abbiá inteso di dire che non si può affermare decisamente che la cavità del lago nel *nel suo stato attuale* rappresenti una *forma originaria* di cratere piuttosto che una *forma derivata* per effetto dell'erosione, ciò che evidentemente a lui dovette sembrare più probabile, mentre per noi oggi è assiomatico. L'erosione difatti deve avere allargata e resa meno profonda la cavità, qualunque la sua origine.

Ma a togliere valore al brano contestato ove si volesse servirsene contro tutto il pensiero chiaramente espresso prima e dopo dal suo autore, sta il fatto che la forma di tale brano non fu felice perchè troppo vaga, come non troppo felice dal punto di vista grammaticale furono i periodi che gli stanno vicino. Ciò che poi appare curioso è che il vom Rath citi dal Pareto proprio il brano anzidetto ma trasformandolo così: « Con tutto ciò non si può sostenere che il lago riempia un cratere spento nel senso stretto « della parola »[1] e senza curarsi di tutto il resto, quindi falsando il pensiero dell'autore.

Le bocche periferiche sono chiamate dal Pareto « centri parziali » ciò che presuppone un « centro totale » o principale, anche se non se ne possa determinare con esattezza la posizione dentro l'area più vasta della Conca di Bolsena. I centri parziali individuati dal Pareto sul contorno di tale conca sono tre:

1. Centro parziale di Latera, che egli chiama « cavità tra Valentano e Latre ». Sarebbe stato un cratere di sollevamento, che mandò le sue colate verso il lago (a Monte Bisenzio e a Capodimonte « fin quasi verso la Marta »), verso Canino, ecc.

---

[1] *Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien.* Zeitschrift d. Deut. geol. Gesell., Berlin, 1868, p. 266.

2. Centro parziale rappresentato dall'altipiano fra Torre Alfina ed Orvieto, e non già semplicemente di Torre Alfina come riporta vom Rath.

3. Centro parziale di Montefiascone (La Valle).

Anche secondo Pareto i tufi di ceneri dei Vulsinii si sarebbero deposti in acqua, che non è più quella del mare a differenza di quanto avevano ritenuto Breislak Brocchi ed altri. I lapilli invece si sarebbero deposti nell'aria libera, dopo l'emersione del rilievo.

4.

Concludendo noterò:

1. Il Pareto non va messo tra i sostenitori dell' ipotesi di Breislak, al contrario di quanto afferma il vom Rath.

2. Gli argomenti da me addotti per mostrare la insostenibilità dell'ipotesi di Breislak sono indipendenti dal mezzo in cui i depositi vulcanici sono avvenuti, e quindi restano gli stessi anche se si volesse correggere tale ipotesi ammettendo col Pareto che i depositi vulcanici dei Vulsinii siano stati lacustri invece che marini, o ammettendo con la maggioranza dei moderni autori che siano stati subaerei.

X.

G. CHECCHIA-RISPOLI

SOPRA DUE ECHINIDI DEL CENOMANIANO DEL SINAI

raccolti dall' ing. E. CORTESE

CON UNA TAVOLA

Gli Echinidi illustrati in questa Nota paleontologica mi sono stati dati in esame dal compianto prof. Giovanni Di-Stefano nel 1916, ma furono raccolti sin dal 1914 dall' ing. Emilio Cortese nella regione di Abù Zelima, lungo il versante occidentale della penisola del Sinai. Essi provengono da un calcare marnoso, bianco-giallastro, che riposa in concordanza sulla parte superiore dell'*Arenaria della Nubia*, e che, tra gli altri fossili determinati dal prof. Di-Stefano, contiene l'*Exogyra flabellata* Goldf., *Exog. olisiponensis* Sharpe, *Exog. africana* Lmk. sp., *Cardium* cfr. *Mermeti* Coq., ecc., le quali provano con la massima sicurezza il Cenomaniano (1).

Gli Echinidi del Sinai sono stati oggetto di studio da parte di vari paleontologi: ricorderò tra gli altri il Duncan, Bullen Newton, Gregory e specialmente il Fourtau, al quale si devono molti pregevoli lavori sull'Echinofauna dell'Egitto.

Il materiale da me studiato comprende due sole specie di Echinidi, di cui una già nota, cioè l'*Hemiaster cubicus* Desor. Questo echinide di già è stato citato da vari autori nella formazione cenomaniana dell'Egitto; ma di essa non si possedeva finora che la sola figura del d'Orbigny, il primo che abbia veramente illustrato

(1) v. DI-STEFANO G. — *Osservazioni sul Cretaceo superiore e sull'Eocene del Deserto arabico e dei dintorni di El-Sibaiya, nella valle del Nilo* (Vedi questo Bollettino, vol. XLVII, 1920).

la specie. L'esemplare che io ho avuto fra le mani rappresenta un' importante variazione di forma di questo *Hemiaster* così polimorfo ed è perciò che ho creduto utile di figurarlo e descriverlo.

L'altro echinide appartiene al gen. *Holectypus* e sembra una specie nuova.

Holectypus Cortesei Ch.-Risp.

(Tav. I, Fig. 1–1c).

Dimensioni.

Diametro	mm.	25
Altezza	»	20
Diametro del peristoma	»	6
Lunghezza del periprocto	»	5
Larghezza » »	»	3

Echinide di medie dimensioni, dal contorno subpentagonale, dal guscio alto, cilindrico, un po' pianeggiante sopra e sotto, subconcavo nel mezzo della faccia inferiore.

Apice ambulacrale centrale.

Apparecchio apicale bene sviluppato, fornito di cinque fori genitali leggermente ovali: la placca madreporica, oltre ad essere molto estesa, fa sporgenza nel mezzo dell'apparecchio. Le altre placche genitali sono ridotte di dimensioni.

Aree ambulacrali sporgenti, strette, raggiungendo verso l'ambito appena 4 mm. di larghezza, leggermente rigonfie verso il peristoma.

Zone porifere diritte, composte di pori obliqui, stretti e piccoli verso l'apice, più appariscenti ed un po' più distanti verso il peristoma.

Aree interambulacrali larghissime; esse verso il contorno sono larghe 11 mm., quindi circa il triplo delle ambulacrali.

Tubercoli piccoli, finamente crenelati, perforati, minuti al disopra del contorno ed aumentanti un po' di volume verso il contorno e sulla faccia inferiore. Essi costituiscono delle serie verticali molto regolari e verso l'ambito anche delle serie orizzontali.

Su di una placca interambulacrale, verso il contorno, si osservano 6 tubercoli: due un po' più piccoli degli altri e sovrapposti si trovano quasi a contatto delle zone porifere, poi ve ne è uno, che è il più grande di tutti, spostato in alto della placca ed infine altri tre disposti orizzontalmente situati in basso verso la sutura. Naturalmente sia verso il peristoma, che verso l'apice il numero dei tubercoli si riduce gradatamente; quello che permane dall'apice al peristoma è il tnbercolo più grande. Oltre a questi tubercoli principali se ne osservano altri molto più piccoli sparsi senza un ordine alcuno in mezzo ai granuli che ricoprono quasi interamente la placca.

Nelle zone ambulacrali si osservano quattro serie verticali di tubercoli abbastanza regolari; di queste le serie esterne si spingono da una parte sino verso l'apice e dall'altra sino al peristoma. Non tutte le placche ambulacrali sono tuberculifere. Oltre a questi tubercoli principali, ve ne sono altri più piccoli, come nelle aree interambulacrali, sparsi tra i miliari.

Peristoma circolare, piccolo, provvisto di intacchi molto distinti, situato in una leggera depressione del guscio.

Periprocto sviluppato, lungo 5 mm., longitudinale, ovale, appuntito verso l'ambito, distante dal peristoma circa mm. 4, situato in parte sulla faccia inferiore ed in parte sul contorno e ben visibile se l'esemplare è posto su di un piano.

Essendo l'esemplare rotto verso il contorno e su parte della faccia inferiore, ho potuto, per questa favorevole circostanza, constatare l'assenza di setti interni. Questo fatto esclude in modo assoluto la appartenenza dell'esemplare in esame al gen. *Discoidea*.

Per il peristoma munito di forti intagli si deve escludere pure l'appartenenza al gen. *Lanieria*.

Esso è dunque un *Holectypus*, da distinguersi da tutte le specie di questo genere sopratutto per la sua forma alta, globulosa, pel contorno pentagonale, per la sua ornamentazione e per la forma del periprocto.

Hemiaster cubicus Desor.

(Tav. I, Fig 2-2 *d*).

1847. *Hemiaster cubicus* Desor. Agassiz et Desor, *Catalogue raisonné des Echinides*, pag. 124.

1853-60. *Hemiaster cubicus* Desor. D'Orbigny, *Paléontologie Française*, T. VI, *Terr. crét., Echinoïdes Irreguliers*, pag. 237, Tav. 879.

1899. *Hemiaster cubicus* Desor. Fourtau, *Revision des Échinides fossiles de l'Egypte* (Mem. Inst. Egypt., T. III), pag. 628.

1903. *Hemiaster cubicus* Desor. Fourtau, *Note sur l'Hemiaster cubicus et ses variations* (Bull. du Mus. d' Hist. Nat., T. IX, pag. 177, con una tavola di profili ed una figura intercalata).

Dimensioni.

Lunghezza	mm.	52
Larghezza	»	47
Altezza	»	41
Lunghezza degli ambulacri anteriori	»	24
Larghezza » »	»	5
Lunghezza » posteriori	»	20
Larghezza » »	»	4,8
Lunghezza dell'ambulacro impari sino alla fasciola .	»	22
Larghezza massima del medesimo	»	5

Esemplare di grandi dimensioni, di forma ovale, dal contorno leggermente angoloso, fortemente intaccato avanti, un po' ristrettito indietro e con la maggiore larghezza verso il primo terzo anteriore.

Faccia superiore molto elevata, gonfia, uniformemente convessa, e scendente rapidamente da per tutto sui fianchi. La maggiore altezza è subito dietro l'apice in corrispondenza del primo terzo dell' interambulacro impari, che è fortemente carenato.

Faccia posteriore verticale, leggermente convessa.

Faccia inferiore convessa e sporgente sul plastron.

L'altezza del guscio è circa 0,80 della lunghezza, mentre la larghezza è uguale a 0,90 circa della stessa lunghezza.

Apice centrale.

Apparecchio apicale etmolisio, mediocremente sviluppato, munito di 4 pori genitali, piccoli. rotondi; gli anteriori più avvicinati dei posteriori. La piastra madreporica è molto sviluppata, essa attraversa tutto l'apparecchio e termina indietro ottusamente appuntita. Ocellari piccolissime.

Ambulacro impari situato in un solco profondo, stretto, che intacca fortemente la faccia anteriore, con i fianchi molto inclinati.

Area ambulacrale formata di due serie di pori situati alla base delle pareti del solco. I pori di ogni serie sono disposti a paia un poco obliqui, separati da una sporgenza granuliforme. I pori sono virgoliformi, allungati, circondati da un piccolo rilievo, appuntiti all'estremità esterna e formanti fra loro un angolo ottuso.

I pori si vanno distanziando gradatamente man mano che si allontanano dall'apice; verso la fasciola sono già abbastanza distanti fra di loro. Sino a questa si contano 30 paia di pori.

Zona interporifera concava, larga e ricoperta di granuli ineguali.

Ambulacri pari molto lunghi, scavati, non flessuosi, ristretti all'estremità, ove restano però sempre aperti; gli anteriori un po' più lunghi e più larghi dei posteriori ed inoltre molto divergenti, formando coll'asse antero-posteriore un angolo di 45°, mentre i posteriori formano un angolo di 35°.

Zone porifere composte di pori stretti, lineari, congiunti da un sottile solco, gli esterni un po' più lunghi degli interni. Ogni placca porifera porta 4 a 5 tubercoli disposti in serie perfettamente orizzontale.

Ogni zona porifera degli ambulacri anteriori consta di 64 paia di pori, mentre quelle dei posteriori di 58.

Zona interporifera concava e larga circa quanto una porifera.

Interambulacri sporgenti intorno all'apice, specialmente il posteriore, che è carenato.

Peristoma e periprocto mal conservati.

Tubercoli piccolissimi, distinti, sparsi, più addensati lungo le carene del solco impari; un po' più grossi su tutta la faccia inferiore; seriati e più sviluppati sul plastron. Fini miliari riempiono lo spazio tra i tubercoli.

Sulla faccia inferiore le aree ambulacrali appariscono nude e larghe.

Fasciola peripetala visibile solo nella sua parte anteriore a causa dello stato di conservazione del guscio: essa è larga.

Il Sig. Fourtau (1) disponendo di numerosi esemplari di *H. cubicus* provenienti dai pressi del Convento di S. Paul (fianco est del Galala el Baharich) ha potuto eseguire un importante studio sulle variazioni di forma di questo *Hemiaster*. Il materiale comprende individui nei differenti stadi di sviluppo (da 12 a 60 mm. di lunghezza); mediante questo è riuscito a stabilire tre serie divergenti di forme.

La prima serie è costituita da individui conformi alla descrizione data per prima dal d'Orbigny (v. d'Orbigny, *loc. cit.*, pag. 237, Tav. 879); in questi individùi, costituenti la serie tipica, la larghezza media è eguale a circa 0,88 delllla lunghezza e l'altezza varia tra 0,70 e 0,75 della stessa lunghezza. I più grandi individui hanno un contorno poligonale, (*H. cubicus*, typus).

La seconda serie è formata di esemplari in cui il guscio si gonfia in modo che le tre dimensioni si eguagliano. Il contorno è cordiforme (var. *cordiformis*, Fourteau).

La terza serie comprende individui in cui l'altezza è uguale a circa metà della lunghezza. Gli individui che vi appartengono sono depressi ed hanno un contorno ovale (var. *depressus*, Fourtau).

Infine poichè in questo *Hemiaster* varia anche la posizione dell'apice (generalmente centrale o subcentrale), così viene istituita una terza varietà (var. *excentricus*, Fourtau) per quegli individui ad apice fortemente eccentrico in avanti.

Ora l'esemplare di Abu-Zelima, da noi descritto, non entra rigorosamente in nessuna delle tre serie; ma indubbiamente si avvicina molto agli esemplari della prima, che è la tipica, pur distinguendosene per una maggiore altezza del guscio (circa 0,80 della lunghezza), per il contorno nettamente ovale e per l'apice un poco più cen-

(1) v. FOURTAU. *Note sur l'Hemiaster cubicus et ses variations.*

trale. Si tratta però di variazioni puramente individuali. Tutti gli altri caratteri dell'esemplare di Abù-Zelima corrispondono a quelli dati dal d'Orbigny, che si riferiscono ad esemplari tipici della specie. Tuttavia non abbiamo creduto inutile rendere note le nostre osservazioni a fine di mettere sempre più in rilievo la polimorfia di questo *Hemiaster*, le cui variazioni furono poste in evidenza per la prima volta dal Fourtau nel 1903, vale a dire circa un mezzo secolo dopo del d'Orbigny.

Prendendo occasione anche della buona conservazione dell'esemplare del Sinai, abbiamo creduto bene di figurarlo non possedendosi di questa specie che la sola figura del d'Orbigny ed essendo quelle del Fourteau schematiche.

L'*Hemiaster cubicus* è stato citato nella formazione cenomaniana del Sinai oltre che dal Fourtau, anche dal Blanckenhorn, da Hume, ecc. (1).

Roma, R. Ufficio Geologico, aprile 1916.

---

(1) *Nota.* — Durante la stampa del presente lavoro ho potuto avere conoscenza, mercè la cortesia del collega dott. G. Stefanini di Firenze, di una importante Memoria del sig. Fourtau (*Catalogue des Invertébrés fossiles de l'Egypte ecc., Terrains Crétacés*, P. I, *Echinodermes*, in Geological Survey of Egypt. Palaeont. Ser., n. 2, Cairo, 1914), in cui vedo con vivo interesse figurati vari esemplari di *Hemiaster cubicus* Desor, rappresentanti la forma tipica ed alcune delle varietà istituite sin dal 1903 dallo stesso Fourteau e di cui si è già parlato sopra. L'esemplare da noi studiato corrisponde pel contorno un po' a quello della fig. 3 della Tav. VI, che appartiene alla var. *cordiformis*; ma questa è caratterizzata per le dimensioni presso a poco uguali fra di loro; il che non si verifica nell'esemplare di Abù Zelima, che, come abbiamo detto, si avvicina di più alla figura del d'Orbigny. Recentissimamente anche il dott. Stefanini si è occupato di questo *Hemiaster*, riuscendo a fare parecchie osservazioni importanti sul suo polimorfismo (v. *Echinidi cretacei e terziari d'Egitto raccolti da Antonio Figari Bey*, P. I, in Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXXVII).

Il Fourtau descrive e figura nel sopracitato lavoro l'*Holectypus pulvinatus* Desor (*Discoidea*) del Cenomaniano. Questo Echinide solamente ora viene bene interpretato; perchè prima, oltre ad essere rappresentato col periprocto perfetta-

mente ovale, era sempre ritenuto una *Discoidea* (v. Gauthier, *Notes sur les Échinides fossiles d'Egypte*, in Bull. Inst. Egypt., s. 4ª, n. 2, 1901). L'esemplare di Abû Zelima ha forti rapporti con quelli ora descritti dal Fourtau: tuttavia se ne distingue per la sua forma molto più alta, quasi cilindrica, pel contorno pentagonale e per le maggiori dimensioni del periprocto. Questi particolari forse non saranno da qualcuno ritenuti di tale valore da giustificare una separazione specifica del nostro esemplare da *H. pulvinatus* Desor, ma valevoli per distinguerlo solo come varietà.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I (1).

Fig. 1. *Holectypus Cortesei* Checchia-Rispoli – Gr. nat. *Loc.* Abù Zelima (Sinai). Cenomaniano. Visto di profilo.

» 1 *a* » » Lo stesso esemplare visto dalla faccia inferiore.

» 1 *b* » » Apparecchio apicale molto ingrandito.

» 1 *c* » » Placche ambulacrali ed interambulacrali molto ingrandite.

Fig. 2. *Hemiaster cubicus* Desor – Gr. nat. *Loc.* Abù Zelima (Sinai). Cenomaniano.

» 2 *a* » » Lo stesso esemplare visto di profilo.

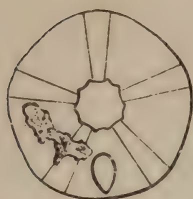
» 2 *b* » » Apparecchio apicale molto ingrandito.

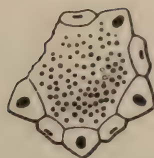
» 2 *c* » » Placche dell'ambulacro impari molto ingrandite.

» 2 *d* » » Placche di un ambulacro pari molto ingrandite.

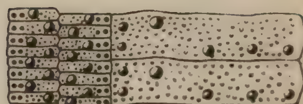
---

(1) Il materiale illustrato in questa Nota si conserva nel Museo Geologico Universitario di Palermo.

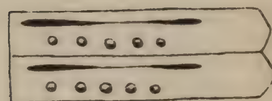

1 a

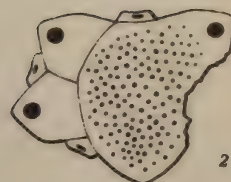

1 b


1

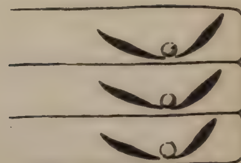

1 c


2


2 d


2 b


2 a


2 c

XI.

M. CASSETTI

IL PASSO DEL FURLO
(FOSSOMBRONE)

Sezione geologica

(CON UNA FIGURA)

Come a molti è noto, lo storico Passo del Furlo è precisamente quella stretta e profonda gola, lunga più di due chilometri, interposta tra i due monti Paganuccio e Pietralata, appartenenti all'Appennino centrale marchigiano, nel cui fondo scorre il fiume Candigliano confluente del Metauro, e sulla cui sponda sinistra e ai piedi di essa, si svolge la strada nazionale che unisce il paese di Acqualagna alla città di Fossombrone.

In questo non breve tratto di valle le due sponde del Candigliano, a partire dai due punti estremi del Passo, vanno innalzandosi assai rapidamente, accostandosi quasi alla verticale, fino a raggiungere nel punto centrale parecchie centinaia di metri d'altezza.

Esse si presentano così a guisa di due enormi pareti aspre e rocciose con poca e rara vegetazione, due vere balze molto elevate, che danno alla località un aspetto orrido e insieme assai pittoresco.

Che io sappia, dei cultori di scienze naturali, il primo ad occuparsi in modo particolare della struttura geologica di questa interessante e caratteristica regione appenninica è stato il prof. Zittel nel 1868 (1); di poi se ne occupò il dott. Bonarelli nel 1896 (2), il quale

(1) K. A. ZITTEL. — *Geologische Beobachtungen aus den Central-Appenninen.* Monaco, 1869 (Riassunto nel Boll. R. Com. geol., vol. I).

(2) G. BONARELLI. — *Osservazioni geologiche sui monti del Furlo presso Fossombrone* (*Provincia di Pesaro-Urbino*). (Boll. Soc. Geol. Ital., 1896).

ha redatto un abbozzo di carta geologica, ancora inedita, che si conserva nell'Ufficio Geologico.

Tanto il prof. Zittel come il dott. Bonarelli indicano i diversi terreni che, secondo la loro opinione, sono rappresentati dalle roccie calcaree della grande massa di strati che affiorano nel monte del Furlo, alcuni dei quali, e particolarmente quelli della parte più bassa, mancano di resti organici.

Tali riferimenti, e specialmente quelli del Bonarelli, sono basati in gran parte sulle analogie litologiche e di posizione fra detti calcari e quelli dei vicini monti dell'Appennino centrale, riconosciuti da altri autori.

Non avendo io, nelle mie escursioni, rinvenuto fossili sufficienti per potere fare un' esatta distinzione dei diversi piani che detti calcari potrebbero rappresentare, ho creduto bene di limitarmi, nell'annessa sezione, a poche divisioni della massa calcarea, come esporrò in seguito.

Non mancano però alcuni studi, principalmente paleontologici, sulle formazioni calcaree analoghe a quelle del Furlo, di alcuni monti dello stesso Appennino centrale, non molto distanti da quelli di cui ci occupiamo. Ed anzitutto è da ricordare oltre il classico lavoro dello Zittel (1) quelli del prof. M. Canavari (2) ed uno del Morena (3).

La suddescritta disposizione topografica unitamente al chiaro

---

(1) K. A. ZITTEL. — *Die Fauna der alteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen.* Cassel, 1870.

(2) M. CANAVARI. — *Sui fossili del Lias inferiore nell'App. centrale.* Pisa. 1879.

ID. — *Sulla presenza del Trias nell'App. centr.* R. Acc. dei Lincei. Estratto del vol. IV, Serie 3, Transunti.

ID. — *I Brachiopodi degli strati a Tereb. Aspasia M. G. H. nell'Appenn. cent.* R. Acc. dei Lincei, anno CCLXXVII, 1879–80.

ID. — *Alcuni nuovi Brachiopodi degli strati a Tereb. Aspasia M. G. H. nell'App. cent.* Pisa, 1881.

ID. — *Contribuzione III alla conoscenza dei Brach. degli strati a Tereb. Asp. M. G. H. nell'App. cent.* Pisa, 1884.

ID. — *Hopliti titoniani dell'App. cent.* Pisa, 1899.

(3) T. MORENA. — *Il Sinemuriano negli strati a Tereb. Asp. nell'App. cent.* Comunicaz. alla S. G. It. Cagli, 1897.

modo in cui si presenta l'aspetto della stratificazione, mostra con evidenza come la gola del Furlo sia specialmente dovuta ad una lunga e profonda linea di frattura, senza rigetto, verificatasi in seguito a movimento orogenico, e precisamente ad un lento corrugamento posteocenico di quei depositi. La spinta orogenica produsse originariamente un primo distacco in due parti della massa di roccie calcaree, di cui detti monti sono costituiti, mentre in seguito il lento lavorìo delle acque incise profondamente il terreno dandogli la forma attuale.

L'assenza di rigetto è dimostrata dal fatto della esatta corrispondenza degli strati calcarei, che affiorano lungo le due alte sponde laterali del fiume.

I due opposti monti Paganuccio e Pietralata colle loro vette salgono ad una notevole altezza sul fondo della valle; il primo, che sovrasta la sponda destra, raggiunge la quota di m. 977 sul mare e l'altro quella di m. 888, mentre l'alveo del Candigliano non oltrepassa in media la quota di m. 180.

Nel loro insieme questi due monti presentano la forma di un grande ellissoide, del quale il Passo del Furlo segna esattamente l'asse minore, mentre l'asse maggiore passa per le rispettive sommità.

La struttura geologica dell'ellissoide è abbastanza semplice. Si tratta di una potente pila di strati di calcari di vario aspetto, appartenente all'epoca secondaria, e più precisamente parte al periodo liasico e parte a quello cretacico, sulla quale si appoggia, con manifesta concordanza di stratificazione ed anche con passaggio, apparentemente, quasi graduale, una serie di altri strati di roccie calcaree scistose e marnose del periodo eocenico. La ellissoide è poi contornata da una zona molto estesa di marne calcaree ed arenacee del periodo miocenico.

La disposizione dei suindicati depositi offre quindi, come fu accennato, un bellissimo esempio di una disposizione a cupola regolare, essendovi gli strati notevolmente rialzati nel punto centrale dell'ellissoide e regolarmente inclinati da ogni lato di esso, nel modo indicato dalla seguente sezione geologica.

E poichè la stretta e profonda valle in discorso taglia la citata grande pila di strati calcarei nel senso della potenza, ne viene di conseguenza che percorrendo il Passo del Furlo, si vedono apparire

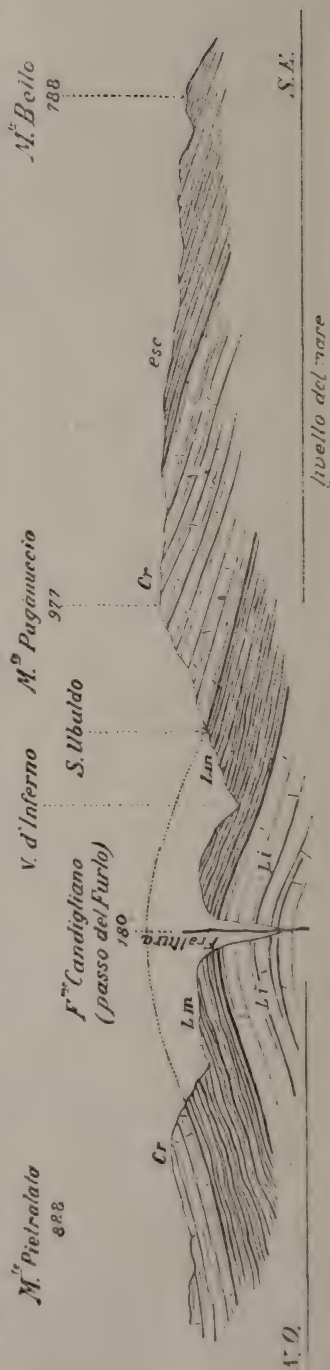
nettamente delineate le testate degli strati che affiorano lungo le due ripide sponde laterali, e ciò per tutta la estensione di quel tratto di valle ; in modo che le roccie più antiche, vale a dire quelle del periodo liasico, occupano il nucleo centrale dello ellissoide, cioè quasi esattamente il punto di mezzo del Passo, sul quale le due sponde del fiume si innalzano alla loro massima altezza.

Gli strati calcarei del periodo cretacico, che si sovrappongono a quelli liasici, si estendono nell'una e nell'altra sponda fino a raggiungere le cime dei due monti Paganuccio e Pietralata.

I calcari secondari presentano caratteri litologici e paleontologici molto diversi. Quelli centrali e quindi i più bassi, sono a struttura sub-cristallina, massiccia, assai tenaci e fratturati in vario senso. Sotto i colpi del martello vanno in scheggie, non mostrano affatto indizi di resti organici ed hanno una tinta dove biancastra e dove grigiastra.

Su questi calcari centrali poggiano in concordanza altri calcari, i quali si presentano invece regolarmente stratificati, a grossi e piccoli banchi, racchiudono sovente dei nuclei e letti di selce, non che qualche rognone di marcassita, e contengono ammoniti spesso in frammenti e talvolta intere e assai ben conservate. Hanno una tinta ora bianca, ora bigia tendente al turchino e vi sono aperte molte cave di pietra per usi edilizi.

Durante la mia breve escursione non ebbi agio di raccogliere che pochi frammenti di am-



moniti indeterminabili; avendo però conosciuto in tale occasione Mons. Vernarecci, bibliotecario di Fossombrone, questi gentilmente mi mostrò una piccola raccolta da lui fatta sia nei dintorni del Furlo, sia in altre località del territorio di Fossombrone.

In questa raccolta di fossili ho trovato che alcuni di essi contenevano la determinazione specifica, che il detto Mons. mi assicurò essere stata fatta dal prof. Parona dell' Università di Torino, il quale gli aveva altresì comunicato per lettera i risultati dell'esame fattone: ma tale lettera è stata da lui smarrita.

Se non che nella citata raccolta esistevano soltanto due esemplari raccolti nel Furlo, e cioè una *Terebratula erbaensis* del Lias medio e una *Rhynchonellae* sp.

Questo fatto insieme alla caratteristica struttura litologica sia dei calcari contenenti la *T. erbaensis*, sia di quelli sottostanti, identici ai calcari del Lias infer. di tutto l'Appennino centrale, serve intanto a dimostrare l'appartenenza al Lias medio di alcuni strati calcarei affioranti nella gola del Furlo, ciò che confermava pienamente la mia opinione, fondata sulle analogie stratigrafiche e litologiche di detti calcari con altri delle vicine regioni dell'Appennino Centrale descritti dallo Zittel, dal Canavari e dal Morena ed alle quali venne accennato.

Oltre alla presenza nel Furlo del Lias medio si potrebbe ritenere che vi siano rappresentati anche il Lias superiore e, molto probabilmente, anche il Titonico, come indicherebbe il Bonarelli nella citata sua cartina geologica.

Premesso ciò, parmi si possa ragionevolmente ritenere, come fa il Bonarelli, che i calcari massicci affioranti nel centro del Passo del Furlo, immediatamente sottostanti ai suddescritti calcari ammonitiferi, siano, per le suesposte ragioni, da riferirsi al Lias inferiore.

Non parmi però ammissible, come indicherebbe il Bonarelli nella sua cartina, che detti calcari massicci scendano fino al Trias, sia perchè manca ogni accenno di resti organici per suffragare tale opinione, sia per la uniformità di struttura di detti calcari dal punto di contatto con quelli del Lias medio fino alla zona centrale, che si sprofonda nella Valle del Candigliano.

Come più sopra ho detto, ai calcari liasici si sovrappongono, in perfetta concordanza di stratificazione, altri calcari che, a mio avviso, sarebbero da ritenersi come appartenenti tutti al cretacico, a meno che, come ho accennato, una data zona di essi, quella cioè in immediato contatto col Lias, non rappresenti il Titonico.

Questi calcari costituiscono una potente pila di strati formata di una alternanza di calcare rosso a piccoli banchi e di calcare bianco a grossi banchi con noduli e liste di selce e con intercalazioni di straterelli marnosi.

Anche questi calcari, come quelli più bassi, che ho riferito al Lias inferiore, non offrono traccie di resti organici, almeno nei punti da me percorsi, cioè nel Monte Paganuccio e sue adiacenze.

La serie dei terreni, che costituiscono lo ellissoide in esame, si chiude con un esteso deposito di roccie appartenenti all'epoca terziaria e cioè parte al periodo eocenico e parte a quello miocenico, il quale deposito si appoggia in concordanza e ricopre lateralmente alle falde il sottostante deposito secondario.

L'Eocene è rappresentato da una serie di strati di scisti calcarei e marnosi, rossi, bianchi e bigi; il Miocene da strati più o meno potenti di marne calcaree, arenacee ed argillose, biancastre e bluastre, con nuclei di ossido di ferro e noduli di selce, nonchè di piccole vene di scisto carbonioso.

L'uno e l'altro dei suindicati terreni terziari non presentano, nella località adiacente al Monte Paganuccio, alcuna traccia di fossili.

Le roccie eoceniche occupano le falde dei due versanti orientale e meridionale del Monte Paganuccio non che le falde dei due versanti settentrionale e occidentale dell'opposto Monte Pietralata.

Quelle del Monte Paganuccio si estendono nelle due sponde della valle del Tarugo (lungo un buon tratto ai due lati dell'abitato di Torricella) fino alla cima del Monte Bello, e s' inoltrano da una parte verso la borgata Monte Paganuccio e dall'altra al di là della borgata di S. Martino dei Muri, discendendo nella valle del Candigliano ai due estremi del Passo del Furlo.

Le roccie mioceniche abbracciano la massima estensione dei

territori adiacenti al Monte Paganuccio, giacchè dalle più basse pendici di questo monte s'inoltrano anch'esse nella valle del Candigliano, sia dal lato di Acqualagna come da quello di Fossombrone, mentre dalla parte opposta raggiungono la valle del Cinisco, a monte e a valle della città di Pergola.

Mi riserbo in altra occasione di determinare la estensione del terreno terziario anche nella regione adiacente all'opposto Monte Pietralata, e di raccogliere maggiori elementi per contribuire, con una nota più completa, alla conoscenza geologica di questa interessante regione appenninica.

BOLLETTINO DEL R. COMITATO GEOLOGICO.
Volume quarantasettesimo (7° della Serie V)

1919

ATTI UFFICIALI

RELAZIONE

sui lavori di campagna e d'ufficio eseguiti nell'anno finanziario 1916-917 e proposte per quelli da eseguirsi durante lo stesso periodo 1917-918.

RILEVAMENTO GEOLOGICO.

Il già scarso manipolo dei nostri operatori geologi subì nell'anno di esercizio 1916–17 una notevole diminuzione, essendo tre di essi, gli ingegneri Novarese, Pilotti e Grossi, stati chiamati a prestar servizio al Comitato dei combustibili fossili nazionali, e poichè essi facevan parte del gruppo cui era assegnato dal programma il rilevamento della Sardegna, questo, dopo alcune revisioni ed alcune nuove osservazioni dell'ing. capo Novarese, venne senz'altro sospeso, non essendo sembrato opportuno di lasciarlo compiere dal solo rimasto, l'ing. Fiorentin. A questi fu invece affidato il còmpito, non previsto nel programma, di portare a termine la tavoletta alla scala di 1 : 50 000 di Pieve S. Stefano in Val Tiberina, colmando così una lacuna rimasta nel rilevamento geologico della Toscana.

Gli altri operatori eseguirono il lavoro in base al programma stabilito.

Così il sottoscritto, Direttore dell'Ufficio, pur non avendo portato a termine il rilevamento della tavoletta 1 : 50 000 di Norcia, potè portarlo a tal punto da compierlo, come lo ha compiuto, nell'inizio della campagna attuale,

D'altronde la complicatissima tettonica della zona montuosa a nord, est e sud di Norcia richiese un lavoro paziente e faticoso che avrà però il vantaggio di servire di base per districare la struttura e la costituzione di tutto il gruppo del M. Vettore.

L'area rilevata può calcolarsi a circa 70 kq. impiegandovi 29 giorni con un percorso di 588 km. ed una spesa totale di L. 814,66.

L'ing. capo Zaccagna attese, come fu stabilito nel programma, al rilevamento della Liguria orientale portando a termine le tavolette 1 : 25 000 di Bargagli e di Torriglia per un' area di ca. 130 kq. Egli dovette poi occuparsi della reintegrazione dei campioni di marmi della collezione inviata a

S. Francisco e ritornata in frantumi e del completamento ed aggiornamento della collezione stessa. Fece perciò varie gite a Pietrasanta e Camaiore e visitò alcune cave da cui dovevano essere estratti i campioni.

L'ing. capo Novarese nell' agosto-settembre 1916 rilevò nei dintorni di Borgomanero e Gozzano per completare la parte di sua spettanza del foglio di Varallo. Nel novembre-dicembre continuò lo studio dell'Iglesiente allo scopo di definire alcune questioni d'indole generale riguardanti la tav. d' Iglesias di imminente pubblicazione.

Le conclusioni del lavoro intrapreso si possono riassumere brevemente così:

Le singolari masse isolate di calcari che si osservano presso il contatto fra le puddinghe siluriane e gli scisti cambriani, e sull'età delle quali era rimasta nelle prime perlustrazioni qualche incertezza, sono state riconosciute come relitti dei calcari e dolomie del piano della dolomia metallifera cambriana. Tali sono senza dubbio le masse di Monte Albo e Monte Meu, il Monte Lisau presso Gonnesa ed altri minori.

Nelle masse paleozoiche sono stati riconosciuti con tutta evidenza due ripiegamenti successivi. Il primo si è iniziato nel Cambriano superiore, sollevando tutto il terreno cambriano dell' Iglesiente, prima della deposizione delle puddinghe siluriane, in evidentissima discordanza. Il ripiegamento seguente, forse l'erciniano, ha interessato Cambriano e Siluriano insieme, determinando, oltre che una nuova serie di corrugamenti, una marcatissima scistosità trasversale, visibile nelle formazioni argilloso-arenacee, e nei calcari e nelle dolomie una regolarissima divisibilità con litoclasi di un notevole parallelismo simulante una stratificazione, che tagliano sotto angoli molto sensibili le superfici di stratificazione vera e propria.

Dopo il ripiegamento erciniano tutte le formazioni più recenti sono rimaste orizzontali o suborizzontali. Il terreno paleozoico recente di San Giorgio nella valle d'Iglesias, in cui sono state trovate filliti, e specialmente la *Walchia piniformis* e *W. filiciformis*, quasi indisturbato, sarebbe veramente non più antico del Permiano inferiore, o della parte suprema del Carbonifero. È pure, sebbene rotto da numerose piccole fratture, quasi indisturbato anche l'Eocene, così sviluppato nei dintorni di Gonnesa.

Rimane quindi fuor di dubbio che l'Iglesiente, come d'altronde tutta la Sardegna, è rimasto completamente al di fuori del ripiegamento alpino.

Il ripiegamento erciniano è stato accompagnato e seguito immediatamente da manifestazioni eruttive di graniti e porfidi, i quali però non figurano nella tavoletta d'Iglesias. Vi figurano bensì dicchi e filoni di una diabase a sferuliti alteratissima e trasformata quasi totalmente ora in una

massa di carbonati che si confonde colla dolomia metallifera, ora in una materia scistosa. Le eruzioni di questa roccia avvennero dopo il ripiegamento erciniano perchè la si trova intrusa ed injettata in fratture parallele alle sopradette litoclasi delle dolomie e dei calcari della zona metallifera.

La campagna dell'ing. capo Sabatini si svolse nei territori di Montefiascone e di Tuscania. Dopo eseguito lo studio sommario delle lave del territorio di Montefiascone sopra circa 300 sezioni sottili, ritornò sul posto per la delimitazione delle diverse colate e per la continuazione delle ricerche sull'origine della conca di Bolsena, in seguito alle quali il Sabatini giunse alla conclusione che una grande omogeneità domina nei prodotti di questo centro vulcanico dei Vulsini già ritenuto costituito da prodotti notevolmente eterogenei. Fermandoci alla parte SE può assicurarsi che la varietà dei prodotti non oltrepassa quella assai ristretta del Vulcano Laziale, avendosi anche qui leucititi e leucotefriti. Molte sono le analogie tra questa regione e la laziale, ma il Sabatini si limita ad accennarne due: la diffusione dello *sperone* e la trasformazione della leucite in felspato secondario. Lo sperone, che in grande colata si segue dalla terrazza di Montefiascone sul lago fino a Fiondine, è una forma caratteristica con grandi olivine. La trasformazione della leucite in felspato fu dal Sabatini messa in luce come un fenomeno assai frequente.

Nel territorio di Tuscania il rilevamento eseguito dal Sabatini fu di circa 25 kq. Ivi le formazioni sedimentarie e quelle vulcaniche si avvicendano e queste hanno tal copia di particolari da obbligare ad un esame minuzioso.

L'ing. capo Franchi dovette non soltanto procedere a revisioni per la pubblicazione del foglio di Varallo, come portava il programma, ma altresì al rilevamento di parte di esso, perchè la colorazione risultava bensì apparentemente completa, come era stato necessario di fare per renderne possibile la riduzione alla scala di 1 : 400 000 della carta delle Alpi Occidentali pubblicata, ma in realtà mancavano molti particolari di cui non si poteva fare a meno in un rilevamento per la stampa dei fogli al 100 000. Bisogna riflettere che trattasi d'una regione asprissima e che un foglio al 1: 100 000 comprende 16 tavolette al 1:25 000.

Nell'eseguire il riempimento delle lacune il Franchi si occupò particolarmente dello studio del ghiacciaio würmiano della Sesia, per coordinarne gli elementi frammentari raccolti precedentemente. I risultati furono interessanti per le numerose digitazioni che il ghiacciaio presenta nella bassa valle Mastellone, dopo il largo innesto di questo ghiacciaio con quello della

valle principale e a valle di Varallo. La delimitazione del ghiacciaio richiese gite apposite in punti determinati più adatti per vedere il limite superiore del morenico, corrispondente alla fase di massimo sviluppo, nella quale esso a Balmuccia presentava non meno di 800 metri di potenza.

L'ing. Crema iniziò lo svolgimento del suo programma di campagna recandosi nell'Abruzzo Aquilano fra l'Aterno e la valle di Formaliscia, ma poi parve opportuno che sospendesse provvisoriamente tale rilevamento riprendendo quello della Conca di Fiuggi per estenderlo alquanto tutto all'intorno: ciò perchè questa regione, già intieramente rilevata, risultò non sufficientemente inquadrata per poter essere illustrata in modo conveniente. Un grave lutto domestico impedì pur troppo all'ing. Crema di condurre a termine questo lavoro nella decorsa primavera, ma esso lo sarà certamente nella prossima estate, cosicchè la nota illustrativa di tale regione potrà essere pronta per la pubblicazione prima dell' inizio della successiva campagna geologica.

Data l'imminenza di questa pubblicazione sarebbe qui superfluo l'esporre i risultati dei rilievi testè eseguiti; solo si dirà che l' ing. Crema nelle sue ultime gite potè ritrovare alcune antiche mappe e relazioni, molto interessanti per la storia del lago di Canterno e dei suoi saltuarii prosciugamenti.

Nella zona rilevata nella tavoletta di Aquila la serie, a vero dire non ancora intieramente studiata, sembra analoga a quella del gruppo del M. Calvo, ma non senza qualche importante differenza. Così, i calcari del Cretaceo sono spesso ricchi di strati e noduli di selce rassomigliando a tutta prima ai calcari listati del Giura, quali si incontrano più ad Ovest; però i numerosi fossili che vi si rinvengono non lasciano alcun dubbio sulla loro età anzi permettono di assegnarli, in massima, al Cretaceo superiore, riferimento questo confermato dal fatto che in alto essi fanno gradualmente passaggio ai calcari nummulitici. I calcari marnosi e le marne del Miocene medio si incontrano, come al solito, indifferentemente su tutti i terreni più antichi.

Per la suaccennata disgrazia di famiglia l'ing. Crema non potè usufruire in complesso che di 28 giorni di trasferta con un percorso di 599 chilom. su strade ordinarie, una spesa ferroviaria di L. 42,30 ed una spesa totale di L. 567,81.

L'ing. Fiorentin dedicò gran parte del secondo semestre del 1916 alla compilazione del progetto dell'acquedotto di Carloforte per il quale egli aveva eseguiti i rilevamenti e le ricerche idrologiche necessarie nei mesi di febbraio, marzo, aprile dello stesso anno, d'incarico del Ministero dell'Interno, Direzione generale della Sanità.

Nei mesi di aprile, maggio, giugno del 1917 egli completò il rilevamento della tavoletta di Pieve S. Stefano già iniziato dal Direttore dell'Ufficio col rilevamento del Gruppo del Monte Fumaiolo e della zona centrale della tavoletta stessa. Tale rilevamento che si spinse nelle tavolette limitrofe di Borgo S. Sepolcro, Pennabilli e Mercato Saraceno contribuì a far conoscere all' ing. Fiorentin i terreni terziari dell'alta valle del Tevere e della Toscana settentrionale in generale, preparandolo così proficuamente al futuro rilevamento dell'Appennino emiliano.

Nei giorni 26 e 27 di aprile mentre si trovava a Pieve S. Stefano si verificarono le violente scosse di terremoto che devastarono i paesi di Monterchi e Citerna e danneggiarono gravemente molte località della Valle Tiberina. Accorso sul posto il giorno dopo, l'ing. Fiorentin potè fare qualche interessante constatazione sulla propagazione dell'onda sismica, sulla gravità e sulle cause dei danni arrecati ai fabbricati: tali osservazioni vennero consegnate in una relazione che egli inviò all'Ispettorato superiore delle Miniere.

La superficie nuova complessivamente rilevata nella suaccennata tavoletta al 1:50000 fu di circa 200 km. q. con un percorso di km. 1200 effettuato in 59 giorni di rilevamento. La spesa totale fu di L. 1070.

L'aiutante principale Cassetti, come era preveduto nel programma, continuò le revisioni nella Campania e nella Basilicata per la preparazione dei fogli destinati alla pubblicazione.

Durante il 2° semestre del 1916, portò a termine la revisione geologica della tavoletta di Calabritto (186-II) e proseguì la revisione geologica della contigua tavoletta di Muro-Lucano (187-III).

Nella regione compresa in dette tavolette egli constatò:

1° La presenza di due lembi di Trias, rappresentato da dolomie, uno nelle pendici dei monti sulla sponda sinistra del Sele a nord di Valva, e l'altro lungo il corso di detto fiume sotto Oliveto-Citra, presso le antiche sorgenti solfuree termali di questo Comune.

2° Che il gruppo di monti tra la valle del Sele e Muro-Lucano è costituito di calcari cretacei del Cenomaniano, con Requienie e Nerinee, sui quali si appoggiano in discordanza limitati depositi di scisti eocenici e di conglomerati sabbiosi pliocenici.

Uno di tali depositi eocenici racchiude il già accennato affioramento di calcare asfaltifero, che è di poca importanza ed è stato sfruttato fin dai tempi del governo Borbonico.

3° Che nella regione interposta tra i detti monti cretacei e la valle dell'Ofanto, non che in gran parte dell'alta valle del Sele, affiorano masse

di calcare eocenico, spesso con nummuliti, e masse di arenarie di vario aspetto, intercalate negli scisti argillosi eocenici.

4° Che il terreno triasico, già riconosciuto, ed analogo a quello di Lagonegro illustrato dal prof. De-Lorenzo, abbraccia i monti sopra S. Fele e una buona parte della catena montuosa ad est di Bella tra la Cappella della Madonna di Pierno e i bagni termali detti di S. Cataldo.

5° Che detti monti triasici sono contornati di terreno eocenico, rappresentato da scisti argillosi, marnosi ed arenacei, qua e là intercalati da calcari nummulitici e da arenerie grossolane micacee giallastre più o meno compatte.

6° Che nelle adiacenze di Muro-Lucano affiora il terreno pliocenico, rappresentato da sabbie e conglomerati sabbiosi, e questo s'incontra notevolmente sviluppato nei contigui territori di Baragiano e Ruoti.

Nel primo semestre del 1917 il Cassetti proseguì la revisione del rilevamento geologico della tavoletta di Ariano di Puglia (174-III).

La regione abbracciata da questa tavoletta è in parte costituita di terreno eocenico, rappresentato da argille scagliose con intercalazioni di calcari nummulitici e in parte di terreno pliocenico, rappresentato da argille azzurre, sabbie e conglomerati.

L'Eocene si estende nei territori di Melito val Bonito, Grottaminarda, Fontanarosa, Gesualdo e Frigendo, ed il Pliocene presenta la sua massima potenza nei monti di Ariano.

Per il suindicato lavoro di revisione il Cassetti impiegò 48 giorni, con un percorso per via ordinaria di km. 1185 ed una spesa totale di L. 812,68.

Pubblicazioni.

Durante questo periodo di esercizio finanziario poco si è pubblicato principalmente per difficoltà tipografiche attribuibili in massima parte allo stato di guerra.

Del Bollettino furono pubblicati tre fascicoli del vol. XLVI, 1916, e delle carte geologiche sono in corso di stampa le tav. 1 : 25000 di Pescaglia e di Gallicano, colle quali viene ad esser completo l'atlante di 11 tavole della Carta geologica della regione marmifera apuana.

Laboratorio chimico.

Nulla di nuovo è da segnalare intorno al funzionamento del laboratorio chimico nel periodo cui si riferisce questa relazione. Il lavoro rimase affidato ad una sola persona, ed esso consistette quasi esclusivamente in saggi di minerali utili (o supposti tali) che continuarono ad affluire con una qualche abbondanza.

Biblioteca.

Perdurando ancora, anzi avendo dilagato maggiormente il conflitto mondiale, ed essendosi inasprito per la guerra dei sottomarini, che ha reso assai difficili le comunicazioni, il materiale arrivato alla nostra Biblioteca ha continuato ad essere sensibilmente inferiore alla quantità normale. Sono cessati completamente gli arrivi di materiale da parte del Belgio, della Germania, dell'Austria-Ungheria e della Romania; vengono irregolarmente, e vi devono essere necessariamente molte dispersioni, da tutte le altre parti.

Durante l'anno finanziario 1916-17 sono giunte alla Biblioteca 1506 opere (volumi, fascicoli ed opuscoli), 162 carte e 3 atlanti.

Questo materiale fu in parte acquistato nella misura indicata dall'annessa nota delle spese, ma la parte maggiore di esso è pervenuta per cambi o doni. Il valore totale di tutto questo materiale, quale risulta dalle variazioni fatte all'inventario della Biblioteca, è di L. 2615,05.

Le 166 Riviste di Società ed Istituti scientifici pervenute alla Biblioteca si dividono secondo le lingue in: italiane 79, francesi 17, inglesi 60, spagnuole 6, diverse 4.

Oltre alla sistemazione di questo nuovo materiale arrivato furono preparate altre 2000 schede per il nuovo schedario, avendo così questo raggiunto la cifra totale di 9875 schede.

Le spese fatte per la Biblioteca durante l'anno finanziario sono le seguenti:

Acquisto di libri	L.	1012.90
Rilegatura di libri	»	653.00
Per 4000 schede	»	260.00
Per 12 cassette di noce per schedari	»	216.00
	L.	2141.90

Nonostante il diminuito arrivo di materiale, cresce la necessità dello spazio e si fa sempre più difficile mantenere l'ordinamento della Biblioteca. In uno degli ultimi rapporti si dimostrò la quantità annuale di spazio che la Biblioteca richiede e quindi la necessità che si provvedano in tempo le scaffalature occorrenti e che vi sia un piano prestabilito ove collocare le nuove scaffalature.

Per il numero ragguardevole di opere e di Riviste che direttamente o indirettamente interessano la geologia in generale e per quelle che si riferiscono alla geologia dell'Italia, per le ricche collezioni cartografiche che la Biblioteca dell'Ufficio Geologico possiede, essa per riguardo alla Geologia è certamente la Biblioteca più importante che esista in Italia e più ancora potrebbe diventare quando la tirannia dello spazio non obbligasse di

astenersi dal richiedere ad Istituti e Governi altre Riviste, che verrebbero sicuramente e gratuitamente spedite.

A questa Biblioteca assai di frequente si rivolgono scienziati da ogni parte d'Italia per avere in prestito libri che non è facile trovare in altre biblioteche.

Questo servizio speciale andrà sempre aumentando con l'aumentare d'importanza della Biblioteca dell'Ufficio Geologico, ma ad esso non puossi provvedere come si dovrebbe, malgrado le norme che la Direzione dell'Ufficio ha dettato per tentare di disciplinarlo. Per quanto riguarda il personale, la Biblioteca trovasi nelle stesse condizioni nelle quali trovavasi 30 anni fa, quando il materiale serviva esclusivamente al personale d'ufficio, e questo materiale era contenuto in una ventina di scaffali, mentre oggi gli scaffali sono più di 80, quali a due e quali a tre piani.

Per la mancanza di un impiegato d'ordine, addetto esclusivamente alla Biblioteca, per la scritturazione, ordinamento e distribuzione dei libri, gli scaffali sono sempre aperti a tutti, con quanto danno del materiale e del suo ordinamento è facile immaginare. L'avanzata compilazione del nuovo schedario, permette di rilevare che molti libri ed opuscoli trovansi fuori di posto e tale inconveniente continuerà a verificarsi fino a che alla Biblioteca non sarà concesso un impiegato d'ordine al quale verrebbero affidate le chiavi degli scaffali, per modo che nessuno possa asportarne i libri, se non ritirati direttamente dal distributore, dopo averne firmata la relativa ricevuta.

Collezioni.

Relativamente alle collezioni, tranne il lieve aumento in accordo col diminuito lavoro di campagna, null'altro vi è da segnalare che il principio di reintegrazione per opera dell'ing. capo Zaccagna della raccolta dei marmi che, come fu detto nella relazione dell'anno decorso, era stata inviata all'esposizione mondiale di S. Francisco in California e che ritornò quasi completamente distrutta.

Incarichi ufficiali affidati al personale.

L'ing. capo Lotti fece parte della Commissione incaricata dal Ministero dell'Interno di risolvere la vertenza circa la costruzione del Cimitero di Lauria inferiore in provincia di Potenza.

Egli continuò inoltre a far parte della Commissione centrale per le sistemazioni idraulico-forestali e per le bonifiche.

L'ing. Aichino prese parte ai lavori della Commissione centrale per i valori doganali, del Comitato per le industrie chimiche e della Commissione per gli esperimenti sulle malte da adoperarsi nella costruzione dei massi artificiali.

L'ing. capo Novarese il 20 gennaio fu chiamato al Comitato dei Combustibili Nazionali, rimanendovi addetto per ispezioni straordinarie.

Il 17 giugno lasciò quel Comitato per la carica di Capo Gabinetto del Sottosegretario per l'agricoltura on. Cermenati.

L'ing. capo Sabatini a richiesta dell' Ufficio speciale del Genio Civile pel Tevere e per l'Agro Romano dette un parere geologico sopra un progetto per derivazioni d'acqua dal Paglia, dal Traponzo e dal Catenaccio.

In unione coll' Ufficio Idraulico di Potenza eseguì un sopraluogo allo scopo di determinare le condizioni geologiche della nuova area da sostituire a quella già prescelta per lo spostamento dell'abitato di S. Martino d'Acri in prov. di Potenza.

Ad invito del Ministero dei LL. PP. eseguì un sopraluogo a S. Martino di Finita in prov. di Cosenza per la stessa ragione.

Per incarico dello stesso Ministero si recò a Casignana in prov. di Reggio Calabria per riferire in merito al progetto di spostamento di quell'abitato.

L'ing. capo Franchi, dietro invito del Ministero dei LL. PP. prese parte nella Commissione che doveva proporre i rimedi per sopprimere i rigurgiti dei fossi di Acquaviva delle Fonti in prov. di Bari, rigurgiti dovuti alla cessazione dell'estrazione in seguito alla fornitura dell'acqua del Sele (acquedotto Pugliese).

Per incarico del Ministero delle finanze studiò la questione del deposito degli arenili presso la foce del fiume Trigno (territorio di Vasto) sulla cui proprietà esiste una vertenza tra il Demanio e il duca Quarto di Belgioioso. Nell'archivio della Dogana delle Pecore di Faggia egli rinvenne documenti inoppugnabili comprovanti che il deposito degli arenili in discussione è posteriore al 1812; perciò essi, in base alla legge napoleonica applicata nel Regno di Napoli nel 1808 sono di proprietà del Demanio.

L'ing. Crema fece parte di una Commissione nominata dal Ministero dei LL. PP. per lo spostamento dell'abitato di Frattura (fraz. di Scanno) compiendo i relativi sopraluoghi nel mese di agosto.

Fece parte di analoga Commissione per lo spostamento del Capoluogo di Cataforio e della fraz. Mosorrofa (prov. di Reggio Calabria).

Prese parte ai lavori della Commissione nominata dal Ministero degli Interni per lo studio del progettato acquedotto per la città di Nicastro ed il Comune di Soveria Mannelli.

Eseguì col Genio Civile di Reggio Calabria una visita preliminare per lo studio del progetto di spostamento di una parte dell'abitato di Staiti.

Le relazioni relative a tutti questi incarichi vennero presentate a suo tempo al Ministero dei LL. PP. ed al Ministero degli Interni, per conto dei quali erano state rispettivamente eseguite.

L'ing. Crema continuò inoltre ad essere aggregato per lo studio del terremoto marsicano al Comitato speciale del Consiglio Superiore dei LL. PP., il quale però non si radunò per tale oggetto che una sola volta, ed infine anche in quest'anno egli rimase a disposizione del Presidente della R. Commissione Sismica, on. prof. Blaserna, quale segretario della Commissione stessa.

L'ing. Pilotti ad invito della Giunta Comunale di Scanno fu incaricato di un sopraluogo nelle contrade Giardino e Mastro Lello allo scopo di constatare l'importanza di alcuni affioramenti di lignite.

Per disposizione di S. E. il Sottosegretario di Stato ai LL. PP. dal gennaio 1917 fu trasferito da quest'Ufficio a quello speciale pei Combustibili fossili nazionali.

La stessa disposizione fu presa per l'ing. Grossi.

L'aiutante principale Cassetti per incarico del Ministero di agricoltura, nel mese di luglio si recò nella regione adiacente al Fucino, per constatare l'entità di due affioramenti di lignite, uno in territorio di Gioia dei Marsi e l'altro in quello di Lecce dei Marsi.

PROGRAMMA DEI LAVORI E DELLE PUBBLICAZIONI DA FARSI DURANTE L'ANNO FINANZIARIO 1917-18

RILEVAMENTI.

Alpi occidentali. — L' ing. capo Novarese farà revisioni e rilevamenti complementari nel foglio di Varese e l'ing. capo Franchi in quelli di Dronero e di Biella.

Liguria. — L'ing. capo Zaccagna proseguirà il rilevamento della Liguria.

Umbria. — L'ing. capo Lotti porterà a termine il rilevamento geologico dell'Umbria riempiendo qualche lacuna rimasta lungo il margine orientale delle tav. di Nocera o di Gualdo Tadino e in piccola parte di quelle

di Norcia e di Foligno. Saranno così compiuti i due fogli al 100 000 di Gualdo Tadino e di Foligno.

Vulcani dell'Italia centrale. — L'ing. capo Sabatini continuerà i suoi studi sulla conca vulcanica di Bolsena.

Lazio e Abruzzi. — L'ing. Crema potrà terminare le adiacenze della Conca di Fiuggi e sarà inoltre opportuno che ritorni nella valle del Turano per proseguirne il rilevamento, a monte fino alla piana del Cavaliere ed a valle fin presso Posticciola. Il rilevamento di tale territorio è bene venga eseguito senza ritardo sia per gli importanti lavori di pubblica utilità dei quali questa valle sembra destinata ad esser sede, sia perchè possa venirsi in possesso di tutti gli elementi occorrenti all'illustrazione geologica della zona compresa fra il Salto ed il Turano, che dovrà essere l'oggetto di una prossima pubblicazione. Ultimati detti rilevamenti l'ing. Crema riprenderà, nell'Abruzzo Aquilano, il lavoro momentaneamente interrotto.

Campania e Basilicata. — Nella prossima campagna l'aiutante Cassetti potrà portare a compimento la revisione geologica della tavoletta di Muro Lucano (Basilicata) e quella delle tavolette di S. Angelo dei Lombardi (186 I e IV) e di Ariano di Puglia e Lacedonia (174 II e III).

Sardegna. — L' ing. capo Novarese e l' ing Fiorentin riprenderanno il lavoro in Sardegna: il primo lo estenderà nell' Iglesiente, il secondo nelle tav. 1:25 000 di Gonnos Fanadiga e di Villacidro.

Pubblicazioni.

Sono pronti per la pubblicazione i fogli 1:100 000 di Massa, di Spezia e di Cannobio e lo sarà, appena ridotto in scala, quello di Viterbo. Inoltre si riterrebbe opportuno di prendere in considerazione la richiesta fatta dall' ing. Zaccagna di pubblicare, semprechè l'autorità militare lo permetta, le quattro tavolette 1: 25 000 del golfo di Spezia, la cui complicata struttura geologica non sarebbe sufficientemente chiara nella scala normale di 1: 100 000.

Le Memorie per servire alla descrizione della Carta geologica d'Italia saranno arricchite di un nuovo volume destinato alla illustrazione, per opera del prof. Parona e di vari collaboratori, delle ricche ed importanti collezioni paleontologiche adunate in Tripolitania da geologi facenti parte del Comitato o dell' Ufficio, in occasione di incarichi governativi.

Roma, luglio 1917.

Il Direttore dell' Ufficio
B. Lotti.

ELENCO

DEI COMPONENTI IL COMITATO E L'UFFICIO GEOLOGICO

(Dicembre 1919)

R. Comitato geologico.

CERMENATI MARIO, Deputato al Parlamento, Sottosegretario di Stato, prof. di storia delle scienze naturali, R. Università di Roma, *Presidente.*
BALDACCI LUIGI, Ispettore superiore del R. Corpo delle Miniere in riposo, Roma.
DAL PIAZ GIORGIO, prof. di geologia, R. Università di Padova.
DE LORENZO GIUSEPPE, Senatore, prof. di geografia fisica, R. Università di Napoli.
MAZZUOLI LUCIO, Ispettore superiore del R. Corpo delle Miniere, in riposo, Roma.
MELI ROMOLO, prof. di geologia, R. Scuola di applicazione per gli ingegneri di Roma.
PARONA CARLO FABRIZIO, prof. di geologia, R. Università di Torino.
SACCO FEDERICO, prof. di geologia, R. Politecnico di Torino.
TARAMELLI TORQUATO, prof. di geologia, R. Università di Pavia.
ZAMBONINI FERRUCCIO, prof. di mineralogia, R. Università di Torino.
Il Direttore del R. Istituto geografico militare, Firenze.
Il Presidente della Società geologica italiana.
CAMERANA ENRICO, Ispettore superiore, Capo del R. Corpo delle Miniere, Roma.
AICHINO GIOVANNI, Ing. Capo del R. Corpo delle Miniere, Direttore del R. Ufficio geologico, Roma.

Personale addetto ai lavori della Carta geologica.

Direzione:

Ing. CAMERANA ENRICO, predetto.

R. Ufficio geologico:

Ing.ri capi:
- AICHINO GIOVANNI, direttore.
- ZACCAGNA DOMENICO.
- NOVARESE VITTORIO.
- SABATINI VENTURINO.
- FRANCHI SECONDO.

Ingegneri:
- CREMA CAMILLO.
- TARICCO MICHELE.
- PILOTTI CAMILLO.
- GROSSI MARIO.

Aiutanti principali:
- CASSETTI MICHELE.
- TISSI ENRICO.
- MODERNI POMPEO, bibliotecario.

Archivisti disegnatori:
- COZZOLINO FILIPPO.
- AURELI AMEDEO.

Ufficiali d'ordine:
- CHELOTTI GIUSEPPE.
- SALVATELLI FILIPPO.

Uscieri:
- SPARVOLI VINCENZO (preparatore presso il laboratorio chimico-petrografico).
- FRANCESCONI LUIGI.

La sede del R. UFFICIO GEOLOGICO è in *Via S. Susanna, n. 13, Roma* (30).

1919 — Volume XLVII



BOLLETTINO

DEL

R. COMITATO GEOLOGICO

D'ITALIA

VOLUME QUARANTASETTESIMO

(7° della V Serie)

N. 1 a 4



ROMA

TIPOGRAFIA DITTA LUDOVICO CECCHINI

1920

PREZZI

a partire dal 1° gennaio 1920

Ciascun volume	L. **15 —**
Un fascicolo semplice	» **2,50**
» doppio	» **5 —**

Abbonamento annuo: in Italia	L. **12 —**
» » all'estero	» **15 —**

Prezzo del presente volume L. 10

Per l'acquisto delle pubblicazioni del R. Ufficio geologico rivolgersi alla ditta Fratelli Treves ed all'Istituto geografico De Agostini.


AMNH LIBRARY
100209030